

Série A, N° 4152

N° d'Ordre : 5003

THÈSES

PRÉSENTÉES A LA

FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE PARIS

pour obtenir

le grade de Docteur ès Sciences Naturelles

par

Micheline GIRARD d'ALBISSIN

2

PREMIÈRE THÈSE

LES TRACES DE LA DEFORMATION DANS LES ROCHES CALCAIRES

DEUXIÈME THÈSE

Propositions données par la Faculté

Soutenues le 14 novembre 1963 devant la Commission d'examen

MM. WYART *Président*

GLANGEAUD }
FRIEDEL } *Examineurs*

LUTAUD }
SAUCIER } *Invités*
TONGIORGI }

REVUE DE GÉOGRAPHIE PHYSIQUE ET DE GÉOLOGIE DYNAMIQUE
MASSON ET C^{le} ÉDITEUR
PARIS



Série A, N° 4152
N° d'Ordre : 5003

THÈSES

PRÉSENTÉES A LA

FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE PARIS

pour obtenir

le grade de Docteur ès Sciences Naturelles

par

Micheline GIRARD d'ALBISSIN

PREMIÈRE THÈSE

LES TRACES DE LA DEFORMATION DANS LES ROCHES CALCAIRES

DEUXIÈME THÈSE

Propositions données par la Faculté

Soutenues le 14 novembre 1963 devant la Commission d'examen

MM. WYART	<i>Président</i>
GLANGEAUD	} <i>Examineurs</i>
FRIEDEL	
LUTAUD	} <i>Invités</i>
SAUCIER	
TONGIORGI	

PROFESSEURS

Doyen M. ZAMANSKY

G. JULIA	T Analyse supérieure et Algèbre supérieure	NOIROT	T Evolution des êtres organisés
PRENANT	T Anatomie et Histologie comparée	PANNETIER	T Chimie (Orsay)
GRASSE	T Evolution des êtres organisés	POSSOMPES	T Biologie animale (P.C.B.)
PREVOST	T Chimie organique	PULLMANN	T Chimie théorique
WYART	T Minéralogie et Cristallogr.	TEILLAC	T Physique nucléaire et radioactivité
TEISSIER	T Zoologie	TONNELAT	T Biol. physico-chimique
MANGENOT	T Biologie végétale (Orsay)	VILLE	T Econométrie
P. AUGER	T Physique quantique et relativité	WILLEMART	T Chimie (P.C.B.)
MONNIER	T Physiologie des Fonctions	DODE	T Chimie (Orsay)
PIVETEAU	T Paléontologie	FREYMAN	T Recherches Physiques
ROCARD	T Physique (E.N.S.)	GUINOCHET	T Biol. Vég. (Orsay)
CARTAN	T Mathématiques (E.N.S.)	ROLLET	T Chimie (P.C.B.)
LAFFITTE	T Chimie Générale	Mlle JOSIEN	T Chimie (P.C.B.)
FAVARD	T Géométrie supérieure	CHEVALLEY	T Géométrie algébrique et théorie des groupes
COULOMB	T Physique du Globe		
Mlle COUSIN	T Biologie	ARNOULT	T Electronique (Orsay)
CHRETIEN	T Chimie minérale	CHAPELLE	T Physique (Orsay)
DRACH	T Zoologie	DELANGE	T Mathématiques (Orsay)
KASTLER	T Physique (E.N.S.)	DENY	T Mathématiques générales (Orsay)
EPHROSSI	T Génétique	GERMAIN	T Mécanique théorique des fluides
RIVIERE	T Géologie (Orsay)	LUCAS G.	T Géologie
GAUTHERET	T Biologie (PCB)	ALLARD	T Chimie Physique
R. LUCAS	T Recherches Physiques	BERTHELOT	T Physique fondamentale des Hautes Energies (Orsay)
A. THOMAS	T Biol. cellulaire		
ARNULF	T Optique appliquée	BRICARD	T Météorologie
M. MORAND	T Physique Enseignement	Mme ALBE-FESSARD	T Psychophysiol.
SOLEILLET	T Physique (P.C.B.)	FRIEDEL	T Physique des Solides (Orsay)
FORTIER	T Mécanique expérimentale des fluides	M. JULIA	T Chimie Organ. Structurale
DANJON	T Astronomie	LENDER	T Biol. Animale (S.P.C.N.) (Orsay)
PETIT	T Biologie maritime	MAGAT	T Physico-chimie des Rayonnements
QUENEY	T Météorologie et dynamique atmosphérique	Mlle QUINTIN	T Electrochimie
GALLIEN	T Embryologie	MONOD	T Biochimie cellulaire
EICHORN	T Biologie végétale (P.C.B.)	BENOIT	T Physiologie animale (Orsay)
DE CUGNAC	T Biologie végétale (S.P.C.N.)	DE POSSEL	T Analyse numérique
Mlle CAUCHOIS	T Chimie Physique	CHARLOT	T Chimie analytique
THELLIER	T Physique du Globe	LEMEE	T Physiologie B.M.P.V. (Orsay)
L'HERITIER	T Biologie Générale (Orsay)	GUERIN	T Chimie (Orsay)
GRIVET	T Radioélectricité (Orsay)	CHATELET M.	T Chimie (P.C.B.)
PONCIN	T Mécanique générale	JEAN	T Physique (Orsay)
DUBREIL	T Arithmétique et théorie des nombres	MATHIER	T Physique (S.P.C.N.)
QUELET	T Chimie organique	BERGERARD	T Biol. Anim. (S.P.C.N.) (Orsay)
CAGNIARD	T Géophysique appliquée	BERTHELOT	T Electronique (Orsay)
CHAMPETIER	T Chimie macromoléc. l.	BOUSSIERES	T Chimie des Radioéléments (Orsay)
CUVILLIER	T Microbiologie	Mme COUTURE	T Thermodynamique et Mécanique Physique
JUNG	T Pétrographie	ELLENBERGER	T Géologie appliquée
TRILLAT	T Microscopie et diffract. électronique	FRANC	T Biologie animale (P.C.B.)
WIEMANN	T Chimie organique et structurale	SCHNELL	T Botanique tropicale (Orsay)
JACQUINOT	T Spectroscopie (Orsay)	STOLKOWSKI	T Physiologie animale (P.C.B.)
VASSY	T Physique de l'atmosphère	ACHER	T Chimie Biologique (Orsay)
DESTOUCHES	T Théories physiques	BAUDOIN	T Biologie
AMIEL	T Chimie des solides	BEAUMONT	T Biologie animale
HOCART	T Minéralogie et Cristallogr.	BLAMONT	T Géophysique Ionosphère
J.P. MATHIEU	T Recherches Physiques	BOURDEAU	T Biologie Végétale S.P.C.N. (Orsay)
COUTEAUX	T Biol. animale (PCB)	CURIE D.	T Physique (M.G.P.)
MAY	T Zoologie (Orsay)	DURAND-DELGA	T Géologie
CHOQUET	T Théor. des fonctions et Topologie	FREON	T Chimie Organique (Orsay)
FELDMANN	T Biol. végétale (P.C.B.)	HELLER	T Physiologie végétale
GUINIER	T Physique des solides (Orsay)	TORTRAT	T Calcul des Probabilités
JOST	T Physique comparée	CAILLEUX	T Géologie (S.P.C.N.)
FORTET	T Calcul des Probabilités	MAGNAN	T Physique (P.C.B.)
SCHWARTZ	T Calc. diff. et intégr.	DAUDEL	T Mécanique Ondulatoire appliquée à la chimie théorique et à la Physique Nucléaire
CHOUARD	T Physiologie végétale		
MALVARD	T Aviation (Techn. Aéronaut.)	Mlle FOURCROY	T Biologie Végétale (S.P.C.N.)
BRELOT	T Calcul différentiel	Mme CHOQUET-BRUHAT	T Mécan. Analytique et méca. céleste.
NORMANT	T Synthèse organique générale	Mlle VEIL	T Physiologie Générale
BENARD	T Chimie (E.N.S.C.P.)	WLOFF	T Microbiologie
BUVAT	T Botanique (E.N.S.)	SIESTRUNCK	T Mécanique physique et expérimentale
DUGUE	T Statistiques mathém.	LACOMBE	T Métallurgie (Orsay)
SOULAIRAC	T Psychophysologie	BROCHARD	T Physique P.C.B. (Orsay)
ULRICH	T Physiologie végétale (E.N.S.)	CABANNES	T Mécanique générale
MARECHAL	T Optique théorique et appliquée	LESIEUR	T Mathématiques M.P.C. (Orsay)
KIRRMANN	T Théories chimiques	MAZET	T Mécanique générale (Orsay)
CHADEFAUD	T Botanique	CAIRE	T Géographie phys. et Géol. Dynamique
Mlle LE BRETON	T Physiologie	COMOLET	T Mécanique des fluides
SALEM	T Mathématiques générales	CORABOEUF	T Physiologie animale Orsay
LELONG	T Mathématiques générales	DELLOUE	T Physique de l'exosphère
DEVILLERS	T Anatomie et Histol. comparées	GORENFLOT	T Botanique II (Orsay)
EHRESMANN	T Topologie algébrique	HOULLON	T Biologie animale PCB
FRANCON	T Physique (S.P.C.N.)	JULIEN J.	T Chimie SPNC (Orsay)
GLANGEAUD	T Géogr. physique et Géologie dynamique	MALGRANGE	T Technique Math. de la Physique (Orsay)
GODEMENT	T Mathématiques (M.P.C.)	OLIVIER	T Antropologie
PISOT	T Calcul des Probabilités	NOZERAN	T Botanique II (Orsay)
ROCH	T Géologie	BLANC-LAPIERRE	T Physique ENS (Orsay)
SCHATZMANN	T Astrophysique	CHEVAUGEON	T Botanique (Orsay)
TERMIER	T Paléontologie stratigraphique	KAHANE	T Mathématiques (Orsay)
ZAMANSKY	T Mathématiques générales	SAMUEL	T Mathémat. ENS féminines
LENNUIER	T Physique (P.C.B.)	KOURGANOFF	T Astronomie (Orsay)
RIZET	T Génétique (Orsay)	THIRY	T Mécanique céleste
ROUTHIER	T Géologie appliquée	ABELES	T Physique SPSCN
Mme TONNELAT	T Relativité	AMAT	T Physique PCB
DIXMIER	T Mathématiques (MPC)	AUBOUIN	T Géologie
SOUCHAY	T Chimie (P.C.B.)	Mme BENOIT-GUEUTAL	T Physique Nucl. et radioactivité
AIGRAIN	T Electrotechn. générale	BOUGIS	T Biologie marine (Villefranche/mer)
BRUSSET	T Chimie minérale	BRUHAT	T Mathématiques MPC
M. LEVY	T Physique théorique des hautes énergies (Orsay)	BRUNN	T Géologie historique (Orsay)
Mme CHAIX	T Chimie biologique	CHABBAL	T Physique MCP (Orsay)
Mme HUREL-PY	T Biol. vég. (P.C.B.)	DEHEUVELS	T Mathématique Propé (Orsay)
PIAUX	T Chimie (S.P.C.N.)	D'ESPAGNAT	T Physique théorique (Orsay)
BRUN	T Mécanique exper. des Fluides	FURON	T Géologie SPNC
LEDERER	T Chimie biologique	Mme GANS	T Génétique
Mme DUBREIL	T Mathématiques (Agrég.)	GENEVES	T Biologie végétale PCB
Mme LELONG	T Mathém. (E.N.S.)	GUILBERT	T Physique (CUS Orléans)
BELLAIR	T Géologie (S.P.C.N.)	HUPE	T Pétrographie
COTTE	T Physique (M.P.C.)	HOLLANDE	T Biologie générale
DUBOIS J.E.	T Chimie (M.P.C.)	LIONS	T Analyse numérique
LAMOTTE	T Zoologie (E.N.S.)	MAITTE	T Chimie PCB
MICHEL André	T Chimie Minérale (Orsay)	MEYER	T Physique propédeutique
OLMER	T Energétique G1e	NICOLAS	T Géologie appliquée
ROUAULT	T Physique	PANUGEL	T Biologie générale
GAUTHIER	T Mécanique appliquée	RAVIER	T Pétrographie
BARCHEWITZ	T Chimie Physique	ROSEAU	T Mécanique théor. des Fluides
BROSSEL	T Physique atomique	ROUBINE	T Electronique
BUSER	T Biologie animale (P.C.B.)	SILBER	T Chimie P.C.B.
CAMUS	T Biologie végétale (P.C.B.)	UEBERSFELD	T Electronique
CASTAING	T Physique (Orsay)	YVON	T Théories Physiques.
CUREN	T Minéralogie et cristallographie		
MOYSE	T Physiol. Vég. (Orsay)		

AVANT-PROPOS

Au seuil de cet ouvrage, je tiens à me tourner tout d'abord, vers mon Maître, Monsieur le Professeur LUTAUD qui m'a accueillie dans son laboratoire et m'a initiée à la recherche géologique en dirigeant mon Diplôme d'Etudes Supérieures. Je le prie de trouver ici, l'expression de ma profonde gratitude pour la bienveillance avec laquelle il a toujours suivi et encouragé mes recherches. Bien que mon travail de thèse m'ait amenée à aborder la géologie sous un nouvel aspect, je me suis efforcée de me référer sans cesse aux données du terrain, et j'espère être restée, en ce sens fidèle à l'enseignement que j'ai reçu de lui.

Sous l'impulsion de Monsieur le Professeur GLAN-GEAUD, et conformément à la nouvelle orientation du laboratoire, je me suis en effet écartée de la géologie classique pour m'engager dans le domaine encore peu exploré reliant la géologie à la physique. Je lui exprime ma sincère reconnaissance pour cette orientation qu'il m'a proposée. Le soutien qu'il m'a apporté pour surmonter les difficultés techniques et méthodologiques parfois très grandes que j'ai rencontrées m'a permis de persévérer dans cette voie. Je le remercie également des conseils qu'il m'a donnés pour réaliser la synthèse géodynamique des divers résultats obtenus.

Ce travail de recherche m'a amenée à me familiariser progressivement avec les différentes techniques de la physique moderne et c'est à la formation que m'ont donnée mes professeurs de physique et mathématiques de l'enseignement secondaire et de la Sorbonne que je dois d'avoir pu m'adapter à ce nouveau « terrain » de recherche.

Cette adaptation n'aurait pu, cependant, se faire sans les conseils et l'appui des Minéralogistes et Physiciens qui se sont intéressés à mes recherches et sans l'aide desquels je n'aurais pu surmonter les difficultés que j'ai rencontrées.

Je suis particulièrement reconnaissante à M. le

Professeur WYART, membre de l'Institut, dont je suis ancienne élève, de m'avoir ouvert son laboratoire et d'avoir bien voulu suivre mes recherches.

Je remercie M. le Professeur FRIEDEL du bon accueil qu'il m'a toujours réservé et de l'intérêt qu'il a porté à cette application de la physique des solides à la géologie.

M. le Professeur TONGIORGI m'a cordialement accueillie pendant plusieurs mois dans son laboratoire de géologie nucléaire de Pise et m'a initiée, ainsi que sa collaboratrice, le Docteur FORNACA, aux secrets de la thermoluminescence. Je suis heureuse de pouvoir leur en exprimer ici ma reconnaissance.

Il m'est agréable également de remercier M. le Professeur SAUCIER pour les conseils déterminants qu'il m'a donnés, en particulier dans le domaine de la dilatométrie, et qui ont marqué un tournant décisif de ma thèse. Le séjour que j'ai effectué dans son laboratoire m'a donné l'occasion de coopérer avec ses élèves, en particulier avec C. DUPUY que je remercie de son aide. Je n'oublie pas la collaboration amicale d'A. SAPLEVITCH, prématurément disparu et dont j'avais apprécié la grande compétence.

Auprès de M. le Professeur CURIEN, j'ai trouvé un appui dans les différents problèmes de Minéralogie et de Cristallographie qui se sont présentés à moi. Je le prie de trouver ici l'expression de ma profonde gratitude pour l'accueil amical qu'il m'a toujours réservé.

Ce travail se situe dans la voie ouverte par M. le Professeur SANDER. Je suis heureuse de le remercier ici de l'intérêt avec lequel il a suivi la progression de mes recherches et des conseils qu'il m'a donnés. Je remercie également M. le Professeur LADURNER, qui m'a aimablement reçue dans son laboratoire d'Innsbruck et m'a initiée aux méthodes d'analyse structurologique. J'exprime à sa

collaboratrice, le Docteur SCHÄFFLER, ma reconnaissance amicale pour la cordialité de l'accueil qu'elle m'a réservé.

Au cours de la rédaction de cet ouvrage, je me suis souvent reportée aux travaux de M. GOGUEL, Professeur à l'École des Mines, dont j'ai suivi les cours à la Sorbonne et à qui je dois donc une partie de ma formation. Je tiens à lui dire ma reconnaissance pour l'intérêt qu'il a porté à ce travail.

Je suis redevable à M. le Professeur TRILLAT, membre de l'Institut, d'avoir permis que mes premières recherches, mettant en jeu les rayons X et la microscopie électronique, soient exécutées dans son laboratoire. Je remercie en particulier M. LEGRAND, Directeur adjoint du laboratoire de rayons X de Bellevue, ainsi que M. MIHAMA, de leur aide.

Ma gratitude s'adresse à M. LECOMTE, membre de l'Institut, qui a dirigé mes recherches, dans le domaine de la spectrographie infrarouge. Il m'est agréable de remercier ici les chercheurs de son laboratoire, et en particulier, M^{me} ANDRÉ-LOUISFERT et M^{lle} MORANDAT, pour leur collaboration amicale.

Je suis reconnaissante à M. ROSE, Directeur des laboratoires du C.N.R.S. de Bellevue, d'avoir bien voulu m'ouvrir le Service de Microscopie électronique et j'adresse à sa collaboratrice, M^{me} de RANGO, mes remerciements sincères pour sa coopération amicale.

Dans le domaine de la luminescence, je suis redevable à M. le Professeur D. CURIE, de l'intérêt qu'il a bien voulu prendre aux problèmes posés par mes recherches.

A M. CRUSSARD, directeur de Recherches à l'I.R.S.I.D., je dois d'avoir pu appliquer les techniques des métallurgistes à l'analyse de la texture des roches calcaires. Je remercie en particulier ses collaborateurs, M. ROBERT et M^{lle} ANGELI de l'aide amicale qu'ils m'ont apportée pour les études aux rayons X. Je suis reconnaissante à M. PLATEAU, Chef du département des recherches à l'I.R.S.I.D., des conseils qu'il m'a donnés pour l'application des techniques de microfractographie aux roches calcaires.

Je suis heureuse de pouvoir exprimer ici ma gratitude à M. PELTIER, Directeur du laboratoire central des Ponts et Chaussées, qui m'a ouvert son laboratoire. Je remercie ses collaborateurs M. BERTHIER, chef de la section des sols et pierres, M^{me} BRACHET, assistante à la section des bétons, et M. TOURENO, assistant au groupe des pierres, de l'aide qu'ils m'ont apportée pour les expériences de rupture.

M. AMELINCKX, chef de section au centre d'Études Nucléaires de Mol-Donk, a bien voulu me faire

part de ses essais de décoration des dislocations de la calcite. Je le prie de trouver ici l'expression de ma reconnaissance.

M. LOISEAU, Professeur à l'École Nationale des Arts et Métiers, m'a initiée aux techniques des ultra-sons et m'a permis d'effectuer, dans son laboratoire, une première série de mesures. Qu'il en soit ici remercié. Je dois à M. HABIB, directeur-adjoint du laboratoire de Mécanique des solides de l'École Polytechnique ainsi qu'à son collaborateur M. MORLIER, d'avoir pu préciser mes résultats dans ce domaine, et leur en suis gré.

La compréhension des problèmes posés par la méthode optique de B. SANDER m'a été facilitée par M. KRAUT, sous-Directeur du laboratoire de Minéralogie du Muséum, que je remercie de son aide.

Il m'est agréable, enfin, d'exprimer ici ma reconnaissance à M. AVRIL, ingénieur à la Société BUDD, pour l'aide amicale qu'il m'a apportée dans l'adaptation des techniques modernes de l'extensométrie à l'étude des roches.

La multiplicité des laboratoires avec lesquels j'ai été en rapport, qui correspond aux divers appareillages nécessités par les techniques que j'ai été amenée à mettre en œuvre, souligne le rôle déterminant qu'ont joué la minéralogie et la physique dans la réalisation de ce travail. Cependant, il n'aurait pu être mené à bien sans l'appui de géologues et je suis heureuse de pouvoir remercier ici, M. le Professeur DEBELMAS de l'intérêt qu'il a pris à mes recherches et de l'aide efficace qu'il m'a apportée pour toutes les questions de terrain concernant la région alpine.

J'exprime ma reconnaissance à M^{me} GUBLER, Professeur à l'Institut Français du Pétrole, qui m'a initiée à la tectonique de la région du lac d'Allos.

Auprès de M. DUMON, Directeur de la Société « Les Marbres Français », j'ai toujours trouvé un accueil cordial et je lui suis infiniment gré de l'aide que sa double qualité d'industriel et de géologue m'a apportée.

Ma gratitude va aussi à tous ceux à qui je dois les échantillons sur lesquels j'ai travaillé : à M. LEMOINE, Professeur à l'École des Mines, qui m'a communiqué divers échantillons de marbre de Guillestre; à M. MIHAÏLOVITCH, ancien Professeur de l'Université de Belgrade, qui m'a envoyé un bloc de marbre de Sivac; à M. TELARA, industriel à Carrare, qui m'a très aimablement reçu et m'a procuré un bloc de marbre de Carrare; à M^{me} GUILLAUME, Maître-Assistant à la Sorbonne, qui m'a fait l'amitié de m'accompagner sur le terrain; au Docteur LONGINELLI, de Pise, à MM. L. FEUGUEUR, ingénieur géologue au B.R.G.M., J. MERCIER, Maître-Assistant à la Sorbonne, A. AUTRAN, géologue au

B.R.G.M., G. PAUTOT, Assistant à la Sorbonne, qui m'ont donné des échantillons.

Je remercie également MM. KULBICKI et SAHORES de la S.N.P.A. qui ont effectué, par quantométrie, les analyses d'oligo-éléments, M. CORBIERRE qui a réalisé les dosages chimiques de Fe, Mg, Mn, M^{lle} BONCENS à qui je dois les dosages de CO₃Ca par la méthode gazimétrique.

Je suis redevable aux laboratoires de Physique de la Faculté des Sciences (Sorbonne, P.C.B., Orsay) et de l'Ecole Normale Supérieure d'avoir bien voulu me prêter divers appareils nécessaires à mes expériences.

La réalisation de ce travail a nécessité le concours de diverses techniques de préparation d'échantillons et je tiens à exprimer ma reconnaissance à M^{me} DEVAUX-MORIN, ainsi qu'à M^{lle} CHABAUD, pour les différents polissages optiques qu'elles ont réalisés pour moi. Je suis également redevable à MM. OBOLINSKI, PERRIER et ROUGET, qui avec beaucoup d'habileté, ont découpé dans mes échantillons des éprouvettes de toutes formes et de toutes tailles.

Je ne saurais oublier tous les membres du laboratoire de Géologie dynamique qui m'ont apporté leur aide dans la préparation matérielle de cet ouvrage. Je remercie très particulièrement M^{lle} DA MATHA, qui a dactylographié mon manuscrit, de sa collaboration amicale. Il m'est agréable également d'exprimer ma gratitude à M^{lle} GALLAY et à

M. HUBERT qui ont effectué les dessins et à M. LERICHE qui a réalisé une partie des photographies qui illustrent ce mémoire.

Ma reconnaissance va aussi à M. le Bibliothécaire de l'Ecole des Mines, à qui je dois l'essentiel des documents qui sont à la base de ce travail.

Mes recherches ont été facilitées par les subventions de mission et d'achat d'appareillage que m'a accordé le Centre National de la Recherche Scientifique : à MM. les Directeurs COULOMB, membre de l'Institut, JACQUINOT et DRACH, à MM. les Membres de la Commission, à M. le Professeur ABRARD qui fut mon parrain de Recherche, je tiens à manifester ma plus profonde gratitude.

Je suis heureuse également d'exprimer ma reconnaissance à M. le Professeur COURRIER, Secrétaire perpétuel de l'Académie des Sciences, président de l'association d'étude pour l'expansion de la recherche scientifique qui m'a décerné le prix André VERA, de l'encouragement qui m'a été ainsi apporté.

Je remercie enfin l'Association des Amis et Anciens Elèves du laboratoire de Géographie physique et de Géologie dynamique de me faire l'honneur de publier mon travail dans la Revue de Géographie physique et de Géologie dynamique. J'exprime à M. le Professeur CAIRE, Rédacteur en chef de cette Revue, ma gratitude pour l'intérêt qu'il a porté à cet ouvrage.

INTRODUCTION

Un corps solide rigide, soumis à une contrainte (*stress*), peut se rompre ou se déformer, c'est-à-dire changer de forme, sans que soit altérée la continuité des éléments qui le composent. Suivant les conditions dans lesquelles la contrainte est appliquée, la déformation peut être passagère et appartenir ainsi au domaine de l'élasticité. Elle peut être durable et entrer alors dans le cadre de la plasticité (*plastic strain*).

La possibilité d'une déformation plastique des roches a été pressentie, au début du XIX^e siècle, par H.B. de SAUSSURE (1803).

Depuis, 160 années se sont écoulées, au cours desquelles, l'analyse des déformations de l'écorce terrestre s'est développée. Elle constitue, aujourd'hui, la géologie structurale, branche de la rhéologie, science de la déformation et de l'écoulement de la matière.

Parmi les différents aspects que revêt la déformation des roches, la structurologie (*structural petrology*) s'attache à l'étude des relations qui peuvent exister entre la structure d'une roche et les contraintes qu'elle a subies au cours des temps géologiques.

A. HEIM (1878) fut le premier à montrer nettement la possibilité de déformation plastique des roches sous l'influence de pressions élevées les entourant de toutes parts. Mais c'est B. SANDER (1911) qui établit l'existence d'un rapport entre cette déformation plastique et la structure fine des roches, désignée en anglais par le terme de « *petrofabric* » et en allemand par celui de « *Gefüge* ».

Ces analyses ont montré que des cristaux, soumis à une contrainte, y répondent suivant des règles bien déterminées et acquièrent, par suite, une orientation préférentielle liée à la déformation.

En optique cristalline, ces analyses furent principalement développées lorsque la platine universelle de FEDEROV complétée par M. BEREK (1924)

permet de repérer l'orientation cristallographique des minéraux constituant les roches. Les méthodes en ont été exposées par B. SANDER en 1930, dans son ouvrage « *Gefügekunde der Gesteine* ».

Dans le domaine des rayons X, une première étude, concernant principalement le quartz, fut faite en 1930 par B. SANDER et G. SACHS. Mais, par la suite, cette méthode d'analyse fut peu utilisée. La méthode optique, par contre, a été largement appliquée dans le monde, en particulier dans le cas des roches calcaires qui font l'objet de la présente étude. Cependant, cette méthode, dont il sera traité en détail (chap. IX-I), ne peut être utilisée que dans le cas des roches calcaires dont les cristaux sont assez gros pour être étudiés au microscope. Or, si la calcite est l'un des éléments les plus répandus de l'écorce terrestre, elle se présente très fréquemment à l'état de roche cryptocristalline. Le problème qui se posait était donc celui de rechercher des méthodes d'analyse indépendantes de la taille des cristaux.

De plus, il était nécessaire d'aller plus loin dans l'étude de la déformation et d'atteindre les niveaux de la maille cristalline et de l'atome pour voir comment ils se comportent et enregistrent la déformation. On abordait ainsi une science tout à fait nouvelle et différente, la physique des solides, qui nécessite des techniques distinctes des précédentes. En effet, celles-ci s'adressaient presque uniquement aux changements macroscopiques ou submacroscopiques. Au contraire, dans le cas présent, la physique des solides permet de saisir le phénomène au niveau de la maille cristalline.

En utilisant ces méthodes, on peut apprécier dans quelle mesure les cristaux ont enregistré des modifications physiques durables, liées aux pressions qu'ils ont subies au cours des déformations de l'écorce terrestre; connaître ces modifications pouvant nous aider en effet à reconstituer les phénomènes subis par les roches.

Pour effectuer ces recherches de paléophysique, j'ai pris comme point de départ des échantillons dont il était possible de connaître la structure par la méthode optique afin d'avoir des points de comparaison susceptibles de servir d'étalon. J'ai poursuivi ces recherches de laboratoire en tenant compte également de toutes les indications apportées par les études tectoniques, structurologiques et pétrographiques les concernant.

Je me suis principalement attachée au problème des roches affectées par une déformation plastique et me suis limitée à la mise en évidence des modifications du réseau et du cristal liées à la déformation. Pour ce faire, je me suis inspirée des techniques expérimentées sur les métaux. Abstraction a été faite du problème de la répartition des contraintes ayant produit cette déformation. Par suite, la part d'interprétation largement développée par B. SANDER n'entre pas dans le cadre de ce travail.

Pour les différentes techniques de recherche que j'ai été amenée à utiliser, je me suis toujours référée, en premier lieu, aux indications apportées par un monocristal de calcite (spath d'Islande). J'ai ensuite étudié dans quelle mesure ces indications pouvaient être transposées au niveau du matériau polycristallin.

Après l'exposé des caractères physiques du cristal de calcite et du mécanisme de sa déformation,

je traiterai donc successivement des caractères microscopiques et macroscopiques des roches calcaires déformées par des pressions orogéniques.

Ces études, étagées entre la notion de niveaux d'énergie des atomes et les plis macroscopiques, constituent une application, dans ce domaine, des théories sur la méthodologie scalaire de L. GLANGEAUD (1955). Un des grands problèmes de la géologie est, en effet, de savoir comment un phénomène global, comme celui de la formation des chaînes de montagne, sous l'action de forces s'exerçant à l'échelle terrestre, peut se répercuter à tous les niveaux de la matière. Les phénomènes observés à chacun de ces niveaux permettent de résoudre des problèmes qui restent indéterminés si l'on ne s'adresse qu'à une seule technique et à un seul niveau du complexe terrestre.

Ce travail entre dans le domaine de la Géodynamique, science de synthèse cherchant à relier les données de la géophysique et de la géologie. Mais il ne constitue qu'une étape des études de géodynamique sur les chaînes de montagne. En effet, il est limité au passage de la maille cristalline au monocristal et de celui-ci à l'agrégat. Ces différentes méthodes permettent d'aborder le phénomène géologique d'une façon nouvelle en y introduisant la mesure, élément essentiel de toute science exacte.

PREMIÈRE PARTIE

CARACTÈRES GÉNÉRAUX DE LA CALCITE ET DES ROCHES CALCAIRES. ANALYSE DU MÉCANISME DE LEUR DÉFORMATION

Au cours de cette première partie seront étudiés tout d'abord le cristal de calcite (chap. I) et le mécanisme intime de sa déformation (chap. II). Ensuite seront examinées les propriétés générales des agrégats de cristaux de calcite (chap. III) et le processus de leur déformation, au niveau du cristal (chap. IV) et au niveau de l'agrégat (chap. V).

A. — LE MONOCRISTAL DE CALCITE

CHAPITRE I

CARACTÈRES DU CRISTAL DE CALCITE

La calcite, forme stable du carbonate de calcium anhydre, est l'un des minéraux les plus répandus

de l'écorce terrestre. A la température ambiante, sa densité est égale à 2,710.

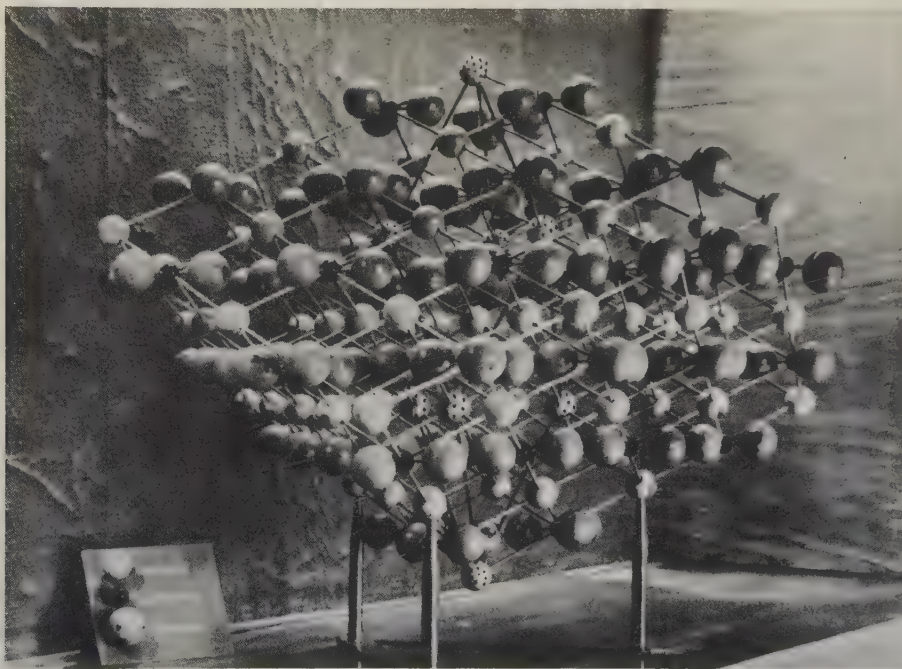


FIGURE I-1

Modèle de structure cristalline de la Calcite :
maille simple (atomes Ca en pointillés) et maille de clivage; (Collection Palais de la Découverte, Paris).

Sa forme cristalline la plus parfaite est le spath d'Islande qui se présente sous forme de rhomboèdres transparents, fortement biréfringents, dont les faces, résultant d'un clivage parfait, font entre elles un angle de $105^{\circ}5'$.

La calcite a un certain nombre de propriétés qui dépendent principalement de sa structure cristalline et de sa composition chimique.

I. — Structure cristalline

La maille de la calcite, correspondant au rhomboèdre de clivage dont les faces sont désignées par la notation $\{10.1\}$, a une structure régulière (fig. I-1). Le carbone se trouve au centre d'un triangle équilatéral constitué par les trois ions oxygène. W.L. BRAGG (1937) indique une distance C-O d'environ $1,24 \text{ \AA}$, les ions oxygène étant distants les uns des autres de $2,3 \text{ \AA}$. Il attribue à la maille une valeur $a = 6,42 \text{ \AA}$.

Dans cette maille, les ions Ca^{++} et les groupements CO_3^{--} sont disposés alternativement aux sommets et au centre des faces d'une série de rhomboèdres. Les ions CO_3^{--} , par leur disposition en groupes plans orientés perpendiculairement à l'axe ternaire, donnent au cristal certaines des propriétés des cristaux à structure en couche, l'intensité des forces de liaison étant plus forte dans ces couches que d'une couche à l'autre. Cependant, la calcite n'a pas réellement une structure en couche comme l'indique la difficulté du clivage suivant le plan $\{00.1\}$.

Les analyses aux rayons X de W.L. BRAGG (1914) ont révélé que cette maille ne correspond pas, en fait, à la maille simple réelle de la calcite. La véritable maille unité, également rhomboédrique, a une forme beaucoup plus allongée, de notation $\{40.1\}$ (H. WINCHELL, 1956). L'angle des arêtes du rhomboèdre est égal à $46^{\circ}7'$, sa maille a une valeur $a = 6,37 \text{ \AA}$, ses sommets et son centre sont occupés par les ions Ca^{++} . Les deux triangles formés par les groupements CO_3^{--} sont orientés de façon inverse l'un par rapport à l'autre et disposés suivant l'axe ternaire auquel ils sont perpendiculaires. Les fig. I-1 et I-2 indiquent les rapports de la maille simple avec la maille de clivage. C'est cette dernière qui sert de référence dans la suite du texte.

Les angles de la maille rhomboédrique n'étant pas droits, il est plus commode, pour les calculs, de se reporter à une maille multiple hexagonale (fig. I-3). Les faces cristallines sont donc désignées, dans le texte, en notation hexagonale à 3 indices. Le tableau I-1, indique les correspondances entre

les quatre systèmes de notation pour les principales faces citées dans le texte.

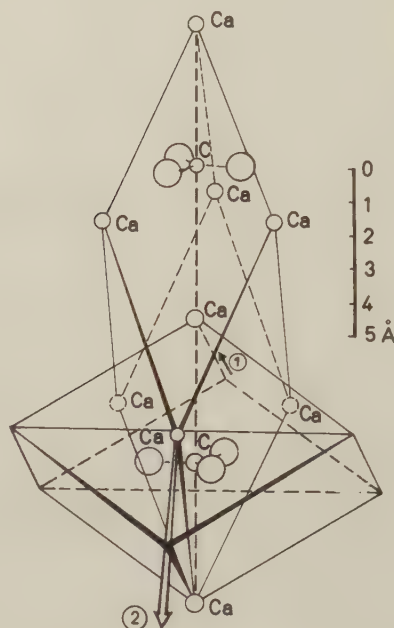


FIGURE I-2

Maille de clivage et maille simple de la calcite :

- 1 direction du maillage sur $\{01.2\}$
- 2 direction du glissement par translation sur $\{10.1\}$

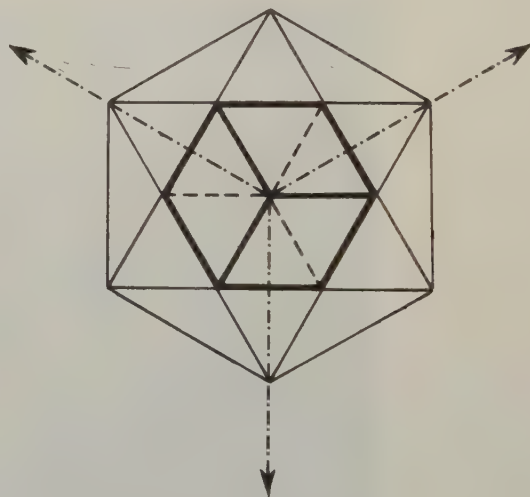


FIGURE I-3

Maille hexagonale, multiple de la maille rhomboédrique

Dans un fragment de cristal orienté au hasard, la détermination des plans réticulaires est rendue possible par la diffraction des rayons X et des électrons.

TABLEAU I-1
Transformation des symboles de différents plans
réticulaires de la calcite

Rhombo- édrique (Lévy)	Rhombo- édrique (Miller)	Hexagonal à 4 indices (Bravais)	Hexagonal à 3 indices
p	$\{100\}$	$\{10\bar{1}1\}$	$\{10.1\}$
a^1	$\{111\}$	$\{0001\}$	$\{00.1\}$
b^1	$\{110\}$	$\{01\bar{1}2\}$	$\{01.2\}$
e^1	$\{1\bar{1}1\}$	$\{02\bar{2}1\}$	$\{02.1\}$

II. — Propriétés physiques de la calcite

A. — Propriétés mécaniques

1. — Elasticité

Il résulte de la structure cristalline de la calcite que son module d'Young est variable suivant les directions. M.S. PATERSON (1958) l'a calculé dans des directions normales à certains plans de réflexion, à partir des constantes élastiques données par R.F.S. HEARMON (1946) (tableau I-2).

TABLEAU I-2

Module d'Young de la calcite exprimé en 10^{11} dynes
par cm^2

$h k l \dots$	10.4	11.0	11.3	10.1	31.4
$E_{h k l} \dots$	9,40	8,85	7,88	12,84	11,53

Cette propriété intervient, nous le verrons, dans la vitesse de transmission des vibrations telles que les vibrations sonores (cf. p. 17 et 77).

2. — Cohésion

Entre les différents atomes du cristal de calcite, la cohésion est assurée par les forces de liaison ioniques. Ces forces décroissant rapidement lorsque la distance augmente, il est évident, étant donné que les distances entre atomes ne sont pas égales dans tout le cristal, que les forces de liaison ne sont pas identiques dans toutes les directions. Une face naturelle de clivage est susceptible d'apparaître lorsque la distance entre deux plans réticulaires successifs, qui est inversement proportionnelle à leur densité réticulaire, est grande. Il s'ensuit qu'à l'intérieur de la maille rhomboédrique de clivage, les liaisons interioniques sont beaucoup

plus fortes qu'entre deux mailles contigües. Ainsi, les plans $\{00.1\}$ et $\{01.2\}$, suivant lesquels il est difficile mais possible de réaliser un clivage, correspondent à des plans de densité réticulaire moindre que les plans $\{10.1\}$ (fig. I-4).

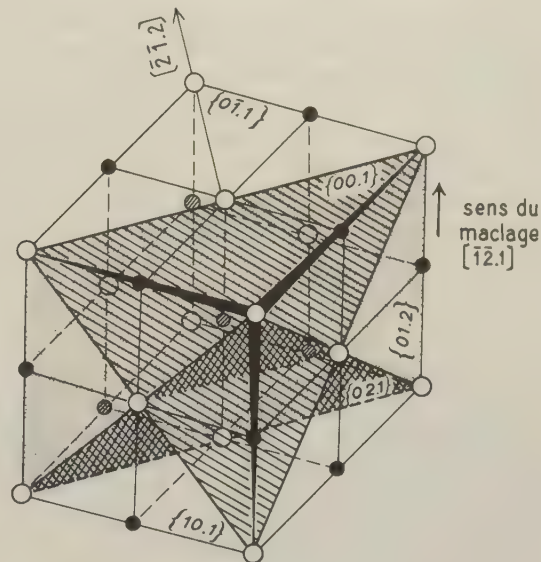


FIGURE I-4

Modèle schématique de structure cristalline de la calcite
montrant les plans $\{10.1\}$, $\{00.1\}$, $\{01.2\}$, $\{02.1\}$

○ Ca ● CO_3

(d'après J. HANDIN et ses collaborateurs, 1957, modifié).

H.G.F. WINKLER (1955) a proposé une explication de cette plus ou moins grande facilité avec laquelle s'effectue le clivage. Il fait intervenir, d'une part l'écartement des plans réticulaires, d'autre part le signe des ions et le nombre de liaisons unissant les ions d'un plan à ceux d'un autre plan. Pour rendre compte du mécanisme de formation du clivage, il reprend l'hypothèse de J. STARK (1915) : pour que le clivage puisse s'effectuer, il faut que l'amorce de déplacement d'une partie du cristal par rapport à l'autre, produite par la pression appliquée, amène des ions de même signe à se trouver suffisamment proches pour qu'interviennent les forces de répulsion électrostatique.

Lorsque le déplacement se fait suivant une direction qui n'amène pas des ions de même signe à se repousser, la continuité du cristal est maintenue : il y a simplement glissement par translation.

En conséquence, selon un plan d'orientation donnée peuvent se produire, suivant la direction de la pression appliquée, soit un clivage, soit un glissement par translation. Tel est le cas du plan $\{10.1\}$ de la calcite.

B. — Propriétés thermiques

1. — Conductibilité thermique

Les expériences de SENARMONT ont montré, au siècle dernier, que les surfaces des conductivités thermiques dans les cristaux de calcite sont des ellipsoïdes.

Cette anisotropie de la conductibilité est liée à la structure en couche de la calcite.

D'une façon générale, les cristaux présentant une telle structure ont une conductibilité plus élevée parallèlement à ces couches que dans la direction qui leur est perpendiculaire (voir par ex. W.A. WOOSTER, 1949, p. 84).

2. — Dilatation

La découverte de l'anisotropie de la dilatation de certains cristaux est due à E. MITSCHERLICH (1848). Des mesures directes de la dilatation de la calcite ont été effectuées pour la première fois par H.L. FIZEAU (1868) qui a obtenu, entre 7 et 80 °C, des coefficients de dilatation de $26,21 \times 10^{-6}$ parallèlement à l'axe ternaire et de $-5,40 \times 10^{-6}$ perpendiculairement à cet axe.

Cette propriété, qui résulte de l'anisotropie de la structure cristalline de la calcite, est susceptible d'être appliquée à la détermination de l'orientation des cristaux de calcite des roches calcaires (cf. chap. X).

3. — Décomposition et fusion

M.H. DEBRAY (1867) estimait qu'à l'air libre, la température la plus élevée que peut subir la calcite sans se décomposer est 450 °C. Les travaux récents ont montré qu'il est très difficile de déterminer d'une façon rigoureuse la température de décomposition sans tenir compte de l'influence des facteurs tels que : vitesse de chauffe, état de cristallisation, masse du produit, etc... D'après les différents résultats expérimentaux, la calcite se dissocie, à la pression atmosphérique, à une température comprise entre 850 et 900 °C (voir par ex. J. BENARD et E. RINCK, 1958). Elle fond à 1 339 °C sous une pression de 1 025 atm.

C. — Propriétés optiques

Les propriétés optiques des cristaux dépendent, à la fois, de la nature des ions qui les constituent et de leur arrangement mutuel.

Dans un cristal tel que la calcite, les liaisons homopolaires qui unissent entre eux les atomes de l'ion complexe CO_3^{--} agissent, à l'égard des petites déformations, comme des forces de rappel beaucoup plus intenses que les forces ioniques qui assurent la cohésion du cristal. D'où la distinction de deux sortes de vibrations principales (J.P. MATHIEU, 1945) : vibrations externes, dues aux changements de situation des ions les uns par rapport aux autres; vibrations internes, dues aux déformations des ions complexes (J.P. MATHIEU, 1955).

Ces vibrations exercent une influence sur les propriétés optiques des cristaux, en particulier dans le domaine de la biréfringence et de la spectroscopie.

1. — Biréfringence

Lorsqu'un faisceau d'ondes lumineuses traverse un cristal, le champ électrique qui lui est associé provoque la formation de dipôles électriques qui réagissent les uns sur les autres.

Il en résulte une polarisation d'intensité variable en fonction de l'orientation du faisceau par rapport au plan de l'ion CO_3^{--} : lorsque le champ électrique se trouve orienté parallèlement aux groupements CO_3 , la polarisation de chacun des atomes d'oxygène est augmentée par celle de ses voisins. Lorsqu'il est orienté perpendiculairement au groupement CO_3 , chaque dipôle ionique a pour effet de diminuer la polarisation de chacun des autres, de sorte que la polarisation résultante est moindre que lorsque le champ électrique est parallèle au plan du groupe CO_3 .

Par suite, les indices de réfraction diffèrent selon les directions et leurs valeurs se répartissent dans l'espace suivant un ellipsoïde de révolution dont le petit axe est parallèle à l'axe ternaire du cristal.

Cette biréfringence naturelle de la calcite est à la base des mesures d'orientation de cristaux effectuées avec un microscope polarisant équipé d'une platine universelle (cf. chap. IX-I).

2. — Spectroscopie

La lumière, provenant d'une source donnant un spectre continu, peut être en partie absorbée ou réfléchie par un cristal et donner ainsi naissance à des spectres de bandes, dus à des phénomènes de résonance s'établissant entre l'onde incidente et certains vibrateurs.

Les vibrations de l'ion CO_3^{--} , dont les fréquences correspondent à l'infra-rouge, sont au nombre de trois : deux de symétrie E_u , dont le moment

électrique vibre perpendiculairement à l'axe ternaire et une de symétrie A_{2u} , dont le moment électrique vibre parallèlement à l'axe ternaire. Elles possèdent respectivement les fréquences d'absorption suivantes : 710 cm^{-1} et 1430 cm^{-1} pour E_u et 875 cm^{-1} pour A_{2u} . Chacune de ces vibrations fondamentales actives en absorption entraîne également, au voisinage de sa fréquence propre, une bande de réflexion.

F. MATOSSI et F. DANE (1927) ont montré les premiers que, lorsque des mesures sont effectuées, suivant des plans différemment orientés par rapport

à l'axe ternaire du cristal, les bandes d'absorption et de réflexion se déplacent vers d'autres fréquences et leur largeur change.

C. HAAS (1956) a étudié, en lumière polarisée, le spectre de réflexion de la calcite en faisant varier l'angle φ , déterminé par l'axe ternaire et la normale à la surface étudiée, entre les valeurs 0° , 45° et 90° . Il a observé que la bande 1400 cm^{-1} a son maximum pour $\varphi = 0^\circ$ et disparaît complètement pour $\varphi = 90^\circ$ alors que, pour la bande 800 cm^{-1} , l'effet est inverse (fig. I-5 a et b).

Cette propriété a été appliquée à l'analyse de l'orientation préférentielle des cristaux des roches calcaires (cf. chap. IX-II).

D. — Propriétés acoustiques

Les ondes sonores sont susceptibles de se propager dans tous les matériaux doués de propriétés élastiques. La vitesse avec laquelle elles se propagent peut être définie de la façon suivante :

$$V = \sqrt{\frac{E}{\rho}}$$

V = vitesse du son

E = module d'élasticité

ρ = densité

Les mesures que j'ai effectuées, avec un cube de spath d'Islande dont les faces étaient respectivement parallèles et perpendiculaires à l'axe optique, ont montré que les ondes ultra-sonores longitudinales se propagent plus rapidement dans les directions perpendiculaires à l'axe optique que dans la direction qui lui est parallèle (cf. p. 78).

III. — Propriétés physico-chimiques

La calcite est soluble, à froid, avec effervescence, dans tous les acides et cette propriété sert pour elle de test d'identification.

La vitesse de dissolution est fonction de l'énergie potentielle du cristal. Or, dans un cristal, les défauts du réseau cristallin et les impuretés sont des points où l'énergie libre du cristal est plus élevée que dans les zones de structure régulière. Il en résulte que la réaction chimique s'y effectue à un niveau énergétique plus faible et que, par suite, la dissolution s'y produit plus rapidement (voir par ex. R. GAY, 1959, p. 216). Ainsi s'explique la formation des figures de corrosion (cf. p. 21).

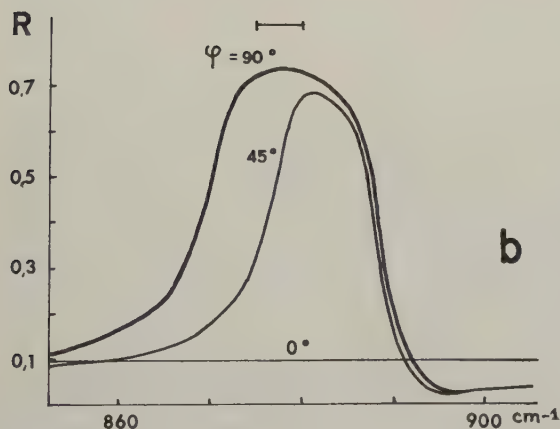
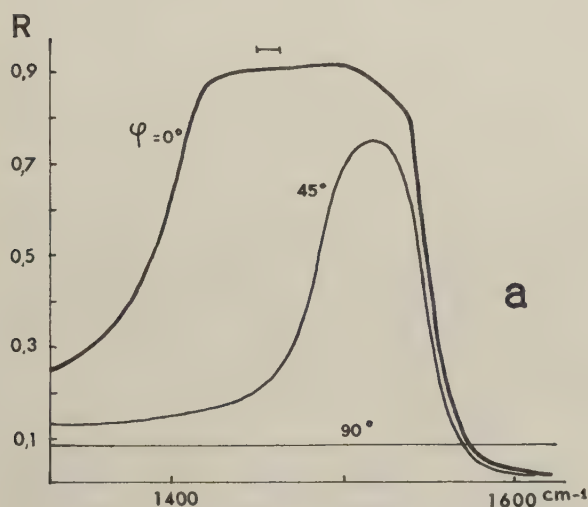


FIGURE I-5

Variation de l'intensité de la réflexion de rayons extraordinaires de fréquences 1430 cm^{-1} (a) et 875 cm^{-1} (b), en fonction de leur orientation par rapport à l'axe ternaire d'un cristal de calcite

(d'après C. HAAS, 1956).

IV. — Conclusion

Les caractéristiques physiques fondamentales du cristal de calcite qui viennent d'être analysées ont été établies à partir du spath d'Islande, forme cristalline la plus parfaite et la plus pure du carbonate de calcium.

Ces propriétés sont essentiellement liées à la structure de la maille de la calcite puisqu'elles sont liées à l'écartement des atomes. Elles sont donc

constantes dans une direction donnée, pour les cristaux de calcite pure, mais sont susceptibles d'être modifiées par la présence d'impuretés telles que Mg, Fe, Mn, Pb. Dans des cas rares, Zn, Co, Sr ou Ba sont présents en petites quantités.

Ces impuretés peuvent colorer les cristaux et les rendre opaques, faire varier leur densité et leur température de dissociation et les rendre lumineux lorsqu'ils sont soumis à un rayonnement radioactif ou à un rayonnement électromagnétique de courte longueur d'onde (U.V., rayons X) (cf. chap. XIII).

CHAPITRE II

ANALYSE DU MÉCANISME DE DÉFORMATION PLASTIQUE DU CRISTAL DE CALCITE

I. — Données de l'observation et données théoriques

Un cristal de calcite, soumis à une pression, peut se déformer plastiquement par glissements s'effectuant au niveau des plans réticulaires ou par un processus de dissolution et recristallisation (principe de Riecke).

A) *Déformation par glissements*

On sait que la cohésion du réseau cristallin est assurée par les forces de liaison interatomiques. Par suite, au cours de la déformation, les atomes d'un plan ne peuvent se déplacer sur ceux du plan suivant que par un ou plusieurs sauts d'une distance interatomique entière. Pour qu'il y ait glissement, il faut qu'une certaine énergie soit fournie aux atomes pour les faire passer d'une position d'équilibre énergétique à une autre. Les glissements s'effectuent, le plus facilement, suivant les plans les plus denses du réseau et dans une des directions où la période du réseau de Bravais est la plus courte. Dans la calcite, ces glissements sont influencés, en outre, par le signe des ions des rangées suivant lesquelles ils s'effectuent (cf. p. 15). Ils peuvent se produire par maclage ou par translation.

1. — Définition et rôle des dislocations

Dans le cas du maclage comme dans celui de la translation, le glissement d'un plan réticulaire sur un autre plan réticulaire, s'il se produisait en bloc, demanderait que soit exercée une force considérable (de l'ordre d'une tonne par mm^2).

En fait, si nous considérons le réseau de la calcite et le soumettons à une contrainte, celle-ci

apporte une perturbation aux forces de liaison interioniques. Les rapports énergétiques des ions peuvent, en certains points du cristal, se trouver passagèrement modifiés alors qu'ils ne le sont pas en d'autres points (J. M. BURGERS, 1939). Il se produit donc, localement, des diminutions de tension interionique qui provoquent un relâchement favorable aux déplacements.

Par suite, il paraît beaucoup plus logique de penser et il a été vérifié, que le glissement n'est pas simultané sur le plan entier mais se propage, progressivement, d'un bout à l'autre du cristal. Au lieu que toutes les liaisons interioniques se déforment simultanément et de la même façon, certaines se trouvent donc momentanément allongées alors que d'autres sont raccourcies.

Dans le cas du glissement par translation, la partie qui a glissé est séparée de celle qui n'a pas encore glissé par un défaut linéaire auquel on a donné le nom de dislocation.

Dans le cas du glissement par maclage se produisent, dans le réseau, des fautes planes auxquelles F. C. FRANK et J. H. VAN DER MERWE (1949) ont donné le nom de dislocation de macle.

La création de dislocations dans un cristal parfait, c'est-à-dire dans un cristal caractérisé par une répartition régulière des atomes suivant un réseau triplement périodique, nécessite des contraintes de l'ordre de 100 kg/mm^2 . En fait, le réseau du cristal réel se distingue de celui du cristal parfait par la présence de défauts, en particulier de dislocations, réparties suivant un réseau à trois dimensions et dont la densité est de l'ordre de 10^6 à 10^7 dislocations par cm^2 . Ces dislocations, qui ont pris naissance au cours de la genèse du cristal et existent donc indépendamment de toute déformation peuvent subir, sous l'action de contraintes relativement faibles, des déplacements par translation qui sont en partie responsables de la déformation plastique.

2. — Mécanisme des glissements par translation

Le glissement par translation consiste en un mouvement relatif des deux parties d'un cristal, non accompagné d'un changement dans l'orientation mutuelle de ces parties.

Ces glissements n'ont pas une amplitude finie et peuvent se poursuivre selon un plan déterminé dans les limites permises par la géométrie du cristal.

a) Analyse du mécanisme

Circuit et vecteur de Burgers

Lorsqu'une dislocation est introduite dans le réseau d'un cristal parfait par un jeu de contraintes σ , elle y produit une distorsion du réseau (fig. II-1a). A une assez grande distance de la dislocation, le réseau n'est que faiblement perturbé. Pouvant être comparé à celui du cristal parfait, il est dénommé zone de bon cristal. Par opposition, la zone entourant la dislocation est une zone de mauvais cristal. Considérons, à l'intérieur du cristal, un circuit fermé, entourant une dislocation. Si nous effectuons, dans le cristal parfait, un circuit équivalent, (c'est-à-dire comprenant le même nombre de translations élémentaires de chaque sorte), il ne se ferme pas. On appelle vecteur de Burgers le vecteur AB qu'il faudrait lui ajouter pour le refermer (fig. II-1b) (voir par ex. J. FRIEDEL, 1956, p. 5).

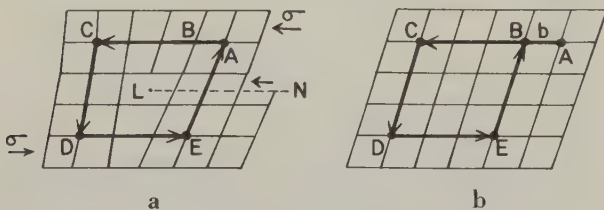


FIGURE II-1

Dislocation introduite dans un cristal par un jeu de contraintes :

- a : cristal réel
- b : cristal parfait
- LN : vecteur de glissement
- σ : contrainte

(d'après J.M. BURGERS, 1939).

Ce vecteur n'est pas quelconque et, par suite, la présence des dislocations n'est pas indéterminée. En effet, seules peuvent exister les dislocations dont les vecteurs de Burgers correspondent aux plus petites périodes du réseau de Bravais c'est-à-dire ont l'énergie la plus faible. Les dislocations de vecteurs plus grands réduisent leur énergie en se décomposant en ces dislocations élémentaires. C'est pourquoi, ainsi que nous l'avons vu précédem-

ment, ne peuvent être observés que les glissements s'effectuant dans les directions denses du réseau de Bravais. On peut calculer le vecteur de Burgers à partir des périodes du réseau de Bravais.

Le déplacement des dislocations

Lorsque des contraintes sont appliquées à un cristal, elles exercent, sur une ligne de dislocation, une force qui peut l'amener à glisser. Les forces de liaison interatomiques s'opposent à ce glissement. Cependant, les forces entraînant le déplacement d'une dislocation sont toujours inférieures à la limite élastique théorique c'est-à-dire à la contrainte qui serait nécessaire pour produire le glissement en bloc. En fait, de très petites contraintes suffisent à rendre mobile une ligne de dislocation sauf peut-être si elle est parallèle à une rangée dense sans être dans un plan dense. (J. FRIEDEL, 1956, p. 41).

La présence de plans de glissement préférentiels, c'est-à-dire de plans dans lesquels se regroupent les dislocations s'expliquerait, non pas par une plus grande mobilité des lignes de dislocation, mais par leur plus grande stabilité. En effet, a , distance entre deux plans réticulaires parallèles au plan de glissement, c'est-à-dire entre deux plans denses du réseau qui contiennent le vecteur de Burgers b , est relativement grand et subit donc une faible distorsion.

La vitesse de déplacement d'une dislocation est proportionnelle à l'intensité des forces qui provoquent ce déplacement. Dans un cristal parfait, une dislocation ne peut pas dépasser la vitesse du son. Dans un cristal réel, la présence d'impuretés ou d'autres dislocations augmente les frottements et la vitesse est relativement faible.

Multiplication des dislocations au cours de la déformation plastique

Une déformation plastique provoque une augmentation du nombre des dislocations qui peuvent atteindre une densité de 10^{10} à 10^{12} dislocations par cm^2 . Une explication ingénieuse de cette multiplication des dislocations liée à la déformation plastique a été proposée par F. C. FRANK et W. T. READ (1950). Elle a pour point de départ l'existence, indépendante de toute déformation, d'un réseau tridimensionnel de dislocations, le réseau de Frank.

b) Les glissements par translation dans le cristal de calcite

Dans le cristal de calcite, un glissement par translation est possible, sur le plan $\{10.1\}$ dans la direction $[21.2]$. Il s'effectue suivant des rangées d'ions de même charge. Un glissement par translation suivant le plan $\{02.1\}$, dans la direction $[21.2]$,

a été observé par F. J. TURNER, D. T. GRIGGS et H. HEARD (1954).

3. — Mécanisme des déformations par maclage

La macle mécanique de la calcite, décrite pour la première fois par D. BREWSTER en 1826, résulte du mouvement relatif des deux parties d'un cristal, l'une de ces parties venant occuper une position symétrique de celle qu'elle occupait précédemment et faisant avec elle un angle de 52° . Le maclage s'effectue sur le plan $\{01.2\}$, dans la direction $[12.1]$, c'est-à-dire suivant des rangées d'ions de signes alternés. Il existe trois séries de plans $\{01.2\}$ symétriques par rapport à l'axe ternaire du rhomboèdre; les pôles de ces plans font, avec l'axe ternaire, un angle d'environ 26° ; l'amplitude du mouvement occasionné par ces macles est strictement limitée.

a) Etude du joint de macle

Le maclage peut être décrit comme « une succession de fautes d'empilement dans des plans réticulaires voisins » (J. FRIEDEL, 1956, p. 80).

On peut admettre que, dans la zone d'accrolement, se rassemblent des défauts qui créent des tensions de chaque côté de la surface d'accrolement. Cette énergie correspondrait à l'énergie résiduelle de la déformation plastique qui serait concentrée, à l'état potentiel, dans cette zone de transition à laquelle G. B. RAIS (1958) avait attribué une largeur de 5 à 50μ ; il semble cependant, en accord avec les travaux de E. V. KOLONTSOVA, Yu. G. SOROKINA et I. V. TELEGINA (1959), que cette largeur soit plutôt de l'ordre d'une distance interatomique.

b) Développement des macles

Les contraintes nécessaires pour amorcer une macle sont relativement grandes (A. H. COTTRELL et B. A. BILBY, 1951), mais, pour la calcite, plus faibles que celles qui sont nécessaires au glissement par translation. Une fois la macle amorcée, elle peut se développer sous des contraintes moindres.

Au cours des glissements par translation et par maclage de la calcite, la mobilité des dislocations est assez faible, à la température ambiante, mais devient appréciable à des températures plus élevées (R. E. KEITH et J. J. GILMAN, 1960).

4. — Mise en évidence des dislocations

Les dislocations paraissant ainsi à la base de toute déformation plastique, des recherches ont été

effectuées qui ont fait appel aux différentes techniques susceptibles de les mettre en évidence.

a) Figures de corrosion

L'attaque chimique d'un cristal ne se produit pas de façon uniforme mais des points d'attaque préférentielle apparaissent, qui se groupent souvent d'une façon caractéristique des dislocations, c'est-à-dire dans des plans structuraux et qui se reproduisent à peu près aux mêmes points par polissages et attaques successifs.

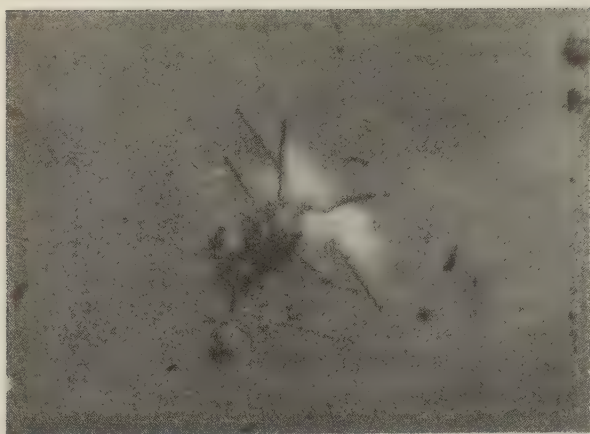
Pour la calcite, le lien entre dislocations et figures de corrosion, pressenti par G. PFEFFERKORN (1950) et R. C. STANLEY (1959), a été nettement établi par E. V. KOLONTSOVA, Yu. G. SOROKINA et I. V. TELEGINA (1959), R. E. KEITH et J. J. GILMAN (1960), V. Z. BENGUS, F. F. LAVRENT'EV, L. M. SOIFER et V. I. STARTSEV (1960).

Pour expliquer le mécanisme de l'attaque préférentielle, il est supposé, nous l'avons vu (cf. p. 17), que les molécules, situées le long d'une ligne de dislocation, ont un potentiel chimique plus élevé que les molécules de bon cristal. La réaction chimique s'effectue donc, en ces points, à un niveau énergétique plus faible qui augmente la vulnérabilité des zones de dislocation par rapport à celle du cristal non perturbé.

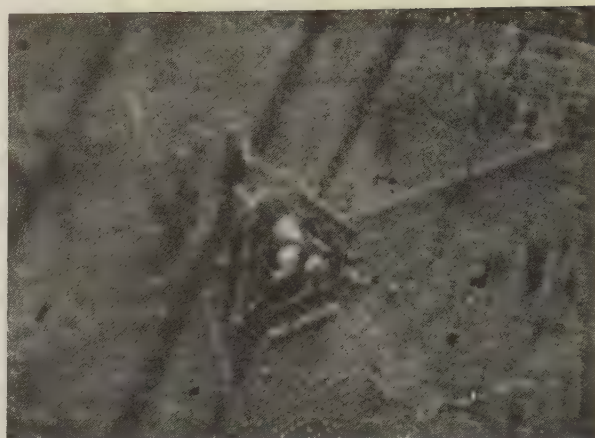
Il est impossible, cependant, d'affirmer que chaque dislocation donne nécessairement naissance à une figure de corrosion et que toutes les figures de corrosion correspondent à des dislocations. En effet, les impuretés du réseau peuvent aussi provoquer la formation de figures de corrosion. Toutefois, les figures de corrosion donnent la possibilité de localiser approximativement la position des dislocations. La mesure de l'espace qui les sépare permet de trouver les caractéristiques de la ligne de dislocation.

b) Figures de percussion

Des glissements très localisés peuvent être produits, dans la calcite, par le choc ou la pression et donner naissance à des « figures de percussion ». Des expériences, réalisées au laboratoire de Minéralogie et Pétrographie de Strasbourg en collaboration avec C. DUPUY, ont permis d'observer le mécanisme de formation de ces figures. Sur des surfaces de clivage de spath d'Islande fraîchement préparées, nous avons fait tomber des grains de carborendum de 50 mesh d'une hauteur de 25 mm. Nous avons ensuite attaqué la surface, pendant 5 secondes, avec une solution à 50 % de $\text{CH}_3\text{CO}_2\text{H}$ et l'avons étudiée au microscope par réflexion. Nous avons ainsi observé une série de lignes, dont l'orientation correspond à l'intersection des plans



a



b

FIGURE II-2

Figures de percussion obtenues sur des plans de clivage de spath d'Islande.

a : plan $\{10.1\}$

b : plan $\{00.1\}$

de glissement facile $\{01.2\}$ avec la surface de clivage considérée. En effet, sur la surface de clivage $\{10.1\}$, des lignes, se coupant suivant un triangle ayant pour angle au sommet 101° et pour base la direction de la grande diagonale d'une face du rhomboèdre ont été obtenues (fig. II-2a). Sur la surface de clivage $\{00.1\}$, nous avons observé des lignes se recoupant suivant un triangle équilatéral dont les côtés sont parallèles aux grandes diagonales des faces du rhomboèdre (fig. II-2b).

Ces glissements correspondent à des demi-boucles de dislocations introduites artificiellement dans le cristal par le choc du grain et qui se sont propagées, autour du point d'impact, mais dans un rayon très limité.

c) *Décoration des dislocations*

La technique de décoration des dislocations, développée par S. AMELINCKX (1956), permet l'observation microscopique directe des lignes de dislocation des cristaux transparents par formation d'un précipité opaque sur les dislocations. La méthode consiste à perforer le cristal, à introduire dans l'orifice un métal fondu puis à le refermer et à chauffer de façon à ce que le métal diffuse à travers le cristal et se fixe sur les dislocations. L'observation du phénomène se fait à l'ultra-microscope avec éclairage latéral.

S. AMELINCKX (communication personnelle) a tenté d'appliquer ce principe à l'étude de la calcite en chauffant les cristaux dans l'air, avec l'espoir qu'une décomposition partielle pourrait donner lieu à la formation de chaux le long des lignes de dislocation. Jusqu'à présent ce procédé,

ainsi qu'un essai de chauffage dans l'hydrogène, n'ont pas donné de résultat satisfaisant.

d) *Xérographie*

H. SAUCIER et C. DUPUY (1961) ont mis en évidence, des charges électriques le long des plans de glissement des cristaux ioniques, en utilisant une suspension de carbone dans le pétrole. Ils ont observé un alignement des particules chargées correspondant, de façon évidente, aux lignes de glissement et très probablement au point d'émergence des dislocations rendues actives par la déformation. Cependant, plusieurs essais effectués avec la calcite ont été infructueux.

e) *Contraste de phase ordinaire ou interférentiel. Interférométrie.*

La détermination de la distribution des dislocations dans des cristaux de calcite par des procédés de contraste de phase ordinaire ou interférentiel a été réalisée par I. HANKE (1959). La méthode permet d'observer les gradins produits par le glissement des dislocations. L'interférométrie à rayons multiples, mise au point par S. TOLANSKY (1948), est un moyen d'étude de la hauteur de ces gradins.

B) *Déformation par dissolution et recristallisation (Principe de Riecke)*

Un cristal anisotrope tel que la calcite, lorsqu'il est plongé dans une solution saturée de sa propre composition et soumis à une force ne dépassant pas sa limite élastique, est susceptible de changer de

forme. Cette modification se produit par une dissolution des faces du cristal soumises à la pression et par une recristallisation sur les faces les moins assujetties à une contrainte (E. RIECKE, 1895).

Une interprétation thermodynamique de ce phénomène a été proposée par G.J.F. MAC DONALD (1957) qui a précisé que les points du cristal où se concentre l'effort mécanique ont un potentiel chimique plus élevé que les points non chargés. Par suite, la matière cristalline a tendance à se déplacer, par l'intermédiaire du fluide, de la face comprimée vers la face libre. Il en résulte une augmentation de la surface portante donc une diminution de la pression agissante.

Ce mécanisme entre en jeu pour des contraintes bien inférieures à celles que nécessite la déformation par glissement. Il peut donc, dans certaines conditions physico-chimiques, jouer un rôle important dans la déformation de la calcite.

II. — Données de la déformation expérimentale

Une douzaine d'années seulement sépare la mise en évidence de la plasticité des roches par A. HEIM (1878) et la construction, par A. DAUBRÉE (1891), d'un appareil destiné à la déformation plastique expérimentale des roches. Ceci montre que très tôt, la question s'est posée de reconstituer, par l'intermédiaire de la déformation expérimentale, les conditions de déformation plastique des roches dans la croûte terrestre.

Après un bref historique des techniques de déformation, nous verrons les précisions apportées par la déformation expérimentale sur les mécanismes possibles de déformation du cristal de calcite.

A) *Techniques de déformation expérimentale*

Les premiers appareillages permettant de réaliser des déformations plastiques expérimentales de roches, sous l'action de forces, exerçant sur une éprouvette, une compression ou une extension, sont dus à A. DAUBRÉE (1891) qui avait mis en jeu des gaz soumis à une très forte pression. F. KICK (1892) et F.D. ADAMS et J. T. NICHOLSON (1901) comprimaient des cylindres entourés par une bague métallique plus ou moins épaisse, jouant le rôle de pression latérale. Th. von KÁRMÁN (1911) est le premier ayant réalisé des expériences de déformation sous triple contrainte, la pression latérale étant

exercée par un liquide. R. BÖKER (1915) imagina un dispositif de déformation par torsion. F.D. ADAMS et J. A. BANCROFT (1917) reprirent l'appareil utilisé en 1901 en le modifiant. H.C. RÖS et A. EICHINGER (1926) répétèrent les expériences de Th. von KÁRMÁN et R. BÖKER.

Les grands progrès concernant la technique des hautes pressions sont dus aux travaux de P.W. BRIDGMAN (1931). A la suite de ces travaux, différents appareillages ont été mis au point. Dans ces appareils, l'échantillon est soumis, par l'intermédiaire d'un liquide (huile ou kérosène), à une certaine pression, que l'on appelle pression latérale, qui peut varier entre 1 et 10 000 atm. et par le jeu d'un piston à une force différentielle d'intensité variable, appliquée longitudinalement ou transversalement par rapport à l'échantillon, suivant que le système travaille en compression ou en extension.

Des descriptions de ces appareils ont été données par différents expérimentateurs :

D.T. GRIGGS (1936 et 1942) utilisait un dispositif dans lequel l'échantillon n'était pas isolé du liquide transmettant la pression et où il était possible d'introduire de l'eau, du gaz carbonique et une élévation de température. J. GOGUEL (1943) avait mis au point un dispositif permettant d'opérer sous une pression latérale de 500 kg/cm² donc susceptible de convenir pour l'étude de roches relativement tendres.

Depuis, divers appareils mettant en jeu des pressions latérales de 5 000 à 10 000 atm. ont été décrits par D.T. GRIGGS et W.B. MILLER (1951), J. HANDIN (1953), J.W. HANDIN et H.W. FAIRBAIRN (1955), E.C. ROBERTSON (1955), D.T. GRIGGS, F.J. TURNER et H.C. HEARD (1960). La plupart de ces appareils permettent de travailler à température élevée et de faire intervenir des fluides.

J. HANDIN, D.V. HIGGS et J.K. O'BRIEN (1960) donnent le schéma d'un appareil permettant des expériences de torsion d'éprouvettes à différentes températures.

B) *Expériences de déformation faisant intervenir les mécanismes de glissement*

H. BAUMHAUER (1879) avait montré la possibilité de produire une macle sur le plan {01.2} en pressant avec une lame de couteau sur l'arête [10.1]. Mais les premières tentatives de recherche expérimentale du mécanisme de déformation de la calcite sont dues à O. MÜGGE (1898) qui, par divers essais de compression simple, avait obtenu des maclages suivant les plans {01.2}.

Des expériences de déformation de cristaux de calcite sous triple contrainte ont été, tout d'abord, réalisées par D.T. GRIGGS en 1938 avec l'appareil qu'il avait décrit en 1936. Elles ont montré qu'une pression latérale de 10 000 atmosphères produit une ductilité et une résistance à la rupture respectivement 5,83 et 20,30 fois supérieures à ce qu'elles sont à la pression atmosphérique.

Les éprouvettes, après déformation, avaient une section elliptique et un examen microscopique a montré que le glissement s'était principalement effectué par maclage sur ceux des plans {01.2}, pour lesquels la force, s'exerçant dans le plan et dans la direction et sens de maclage, était la plus grande.

En 1951, de nouvelles expériences ont été entreprises par D.T. GRIGGS et W.B. MILLER. Ils ont utilisé un appareil à haute pression, différant principalement du précédent par le fait que l'échantillon cylindrique était isolé du liquide par une chemise en cuivre et que le jeu du piston était prévu de façon telle que l'échantillon puisse subir une compression ou une extension. D'après ces expériences, qui avaient été préalablement réalisées par J.F. BELL (non publié), il leur est apparu que les cristaux de calcite comprimés parallèlement à l'axe ternaire de façon à éliminer la possibilité de maclage, semblaient se déformer plastiquement par translation sur le plan {01.2}, dans la même direction que le maclage, mais dans le sens opposé.

Dans une communication faite au colloque HER-SHEY (1951), D. GRIGGS précise qu'une élévation de température diminue proportionnellement d'avantage l'intensité de la contrainte nécessaire au glissement par translation qu'elle ne diminue celle nécessaire au maclage.

La même année, E.C. ROBERTSON a décrit un glissement par macle suivant {10.1} obtenu par déformation sous triple contrainte mais à basse pression. Ce maclage n'a pas été observé au cours des travaux qui ont été effectués depuis.

D.T. GRIGGS, F.J. TURNER, I. BORC et J. SOSOKA (1953), expérimentant à 300 °C, ont mis en évidence un important glissement par translation suivant le plan {10.1}, accompagnant le glissement par maclage sur {01.2}.

F.J. TURNER, D.T. GRIGGS et H. HEARD (1954), utilisant l'appareil décrit en 1951, se sont attachés à l'étude de la déformation par compression ou extension en fonction de l'orientation cristallographique des cylindres de calcite. L'observation, à l'intérieur des cristaux, des effets de rotation des secteurs déformés et des lamelles de maclage ou de glissement les ont amenés à formuler les conclusions suivantes :

1. — Lorsque l'orientation le permet, le mécanisme principal est le glissement par maclage, sur le plan {01.2}, dans la direction [12.1], qui est effectif de 20 à 300 °C.

2. — Lorsque l'orientation du cristal n'est pas favorable à ce maclage, la déformation peut se faire par l'un des mécanismes suivants :

— glissement par translation, sur le plan {10.1}, dans la direction [21.2], qui est effectif de 20 à 400 °C.

— glissement par translation, sur le plan {02.1}, dans la direction [21.2], qui est effectif à 20 °C. Cette direction de glissement correspond à celle dans laquelle des ions de même charge sont le plus rapprochés dans le réseau de la calcite.

Le glissement par translation, suivant le plan {01.2}, dans le sens opposé à celui du maclage, ne semble pas être un mécanisme possible de la déformation. Effectivement, ce glissement paraît cristallographiquement peu probable (cf. p. 15).

3. — Le glissement par maclage se produit, à l'exclusion du glissement par translation, lorsque l'axe de la plus faible contrainte principale est parallèle à l'axe optique. Le glissement par translation se produit, à l'exclusion du glissement par maclage, lorsque l'axe de la contrainte principale la plus élevée est parallèle à l'axe optique.

4. — D'une façon générale, le cristal, lorsque son orientation n'est pas favorable au maclage, devient, à la température ordinaire, beaucoup plus résistant à la déformation mais une augmentation de la température diminue rapidement sa résistance.

5. — Dans beaucoup d'échantillons, la déformation apparaît localisée dans certains secteurs dans lesquels un seul type de glissement a joué, celui le mieux orienté par rapport à la pression. Dans quelques échantillons cependant, où plusieurs systèmes de glissement ont été également soumis à la contrainte, deux ou plusieurs systèmes paraissent avoir agi simultanément.

En 1960, R.E. KEITH et J.J. GILMAN, reprenant des expériences de déformation de calcite pour l'étude des figures de corrosion, mais en employant des pressions triaxiales de l'ordre de 2 200 gr/mm² ont confirmé les résultats de F.J. TURNER, D.T. GRIGGS et H. HEARD (1954). Néanmoins, le glissement par translation sur {02.1} leur apparaît comme plus développé que le glissement {10.1}.

En 1960 également, D.T. GRIGGS, F.J. TURNER et H.C. HEARD ont examiné l'influence de la température sur le processus de déformation expérimentale de la calcite. Ils ont ainsi établi qu'à 800 °C, il se produit un glissement par maclage sur {01.2} si le sens de ce glissement est positif et si la contrainte de cisaillement est élevée. Pour les autres

orientations, la déformation s'effectue par translation sur les plans $\{10.1\}$ et $\{02.1\}$ et, généralement, suivant ceux de ces systèmes pour lesquels la contrainte est la plus élevée. Cependant, le glissement débute sur $\{02.1\}$ entre 500 et 600 °C alors que, sur $\{10.1\}$, il ne commence qu'à 800 °C.

C. — *Déformation expérimentale et recristallisation*

Les expériences réalisées par D.T. GRIGGS, M.S. PATERSON, H.C. HEARD et F.J. TURNER (1960) ont montré que, lorsque des cristaux, déformés à basse température, sont chauffés, ce sont les parties du cristal les plus déformées qui recristallisent en premier. L'intensité de la recristallisation dépend du mécanisme de déformation. Ainsi, un recuit de 30 minutes à 800 °C provoque, dans les cristaux déformés par glissement sur $\{10.1\}$, une recristallisation presque complète alors que, dans ceux qui ont été maclés sur $\{01.2\}$, la recristallisation commence seulement à se développer à partir de différents points du cristal.

D'autre part, il est apparu que les lamelles de maclage et les surfaces de clivage, qui ont subi une rotation au cours de la déformation, agissent souvent comme barrières de croissance et tendent ainsi, quand elles sont présentes, à former les limites des nouveaux cristaux.

L'orientation des cristaux ainsi formés est difficile à établir nettement mais il semble qu'en l'absence d'un maclage, la plupart des nouveaux axes c soient disposés à 30° de leur position primitive alors que, dans le cas d'un maclage intensif, l'orientation des axes optiques soit relativement constante.

D. — *Synthèse des données de la déformation expérimentale et rapports avec la théorie des dislocations*

Des différents types d'expérience réalisés, il ressort que le processus de déformation sous haute pression du cristal de calcite dépend, en premier lieu, de la direction de la contrainte principale par rapport à l'orientation cristallographique de l'éprouvette de calcite.

Les principaux mécanismes possibles de cette déformation sont :

1. — Le maclage sur $\{01.2\}$ dans la direction $[12.1]$
2. — la translation sur $\{10.1\}$ dans la direction $[21.2]$
3. — la translation sur $\{02.1\}$ dans la direction $[21.2]$.

Une élévation de température contemporaine de la déformation diminue la résistance de l'éprouvette alors que, postérieurement à la déformation, un recuit engendre une recristallisation plus ou moins poussée suivant le mécanisme ayant joué au cours de la déformation.

Ces données et les diverses observations réalisées au cours de l'expérimentation sont en accord avec la théorie des dislocations. En effet :

— à basse température, le maclage est plus facile que le glissement par translation, le blocage des dislocations par les impuretés étant moindre dans le maclage que dans le glissement par translation;

— les plans de glissement correspondent bien aux plans denses du cristal;

— bien que les premières expériences de D.T. GRIGGS aient été effectuées sur des éprouvettes non isolées du Kérosène et, par suite, soient entachées d'erreur, le durcissement de l'échantillon observé évoque le phénomène d'écrouissage bien connu des métallurgistes. Ce durcissement s'expliquerait par l'accroissement du nombre des dislocations au cours de la déformation plastique et par leur empilement sur les obstacles, tels que les impuretés, qui s'opposent à leur déplacement, l'un et l'autre phénomène ayant pour effet d'augmenter les contraintes internes du cristal.

Par ailleurs, le maclage, qui joue un rôle important dans la déformation, est un mécanisme de glissement d'amplitude limitée et conduit donc également à un durcissement du cristal.

— la diminution de résistance du cristal en fonction d'une élévation de température, signalée par F.J. TURNER, D.T. GRIGGS et H. HEARD (1954) s'explique par une augmentation de la mobilité des dislocations liée à une température croissante.

Nous verrons (cf. p. 45) que ces données de la déformation expérimentale ne peuvent être appliquées directement à l'étude de la déformation naturelle. Elles permettent, toutefois, de connaître différents mécanismes possibles de déformation du cristal de calcite et les conditions dans lesquelles ils sont susceptibles de jouer. D'autre part, ces expériences peuvent être valablement comparées aux expériences de déformation des calcaires polycristallins et servir, ainsi, à l'analyse du processus de déformation des agrégats (cf. chap. IV).

III. — *Conservation de l'énergie apportée au cours de la déformation*

L'étude relative à la déformation de la calcite qui vient d'être faite montre que l'énergie appar-

tée au cristal peut être, au cours de la déformation plastique, soit transformée en travail et chaleur, soit emmagasinée.

En fait, 90 % environ de l'énergie apportée au cristal sont dissipés en chaleur et 10 % sont emmagasinés dans l'échantillon au cours de la déformation plastique. M.S. PATERSON (1959) a calculé qu'un cristal de calcite déformé est susceptible d'emmagasiner, par distorsion de son réseau, de 0,5 à 12 cal. par gramme; une très faible fraction de l'énergie fournie (inférieure à 1 %) peut être retenue par des électrons qui, par l'intermédiaire de défauts du réseau (ions substitutionnels ou interstitiels, dislocations) demeurent piégés à l'état excité à la partie supérieure de la bande interdite du cristal (cf. p. 121).

IV. — Conclusion

Cette étude de la déformation du cristal de calcite montre ainsi que, depuis le niveau de l'atome jusqu'à celui du cristal, toutes les modifications apportées par la déformation aux propriétés physiques du cristal semblent pouvoir être expliquées par les dislocations. La théorie des dislocations, de leur déplacement et de leur multiplication, appliquée à la maille de la calcite, permet d'imaginer les différents mécanismes possibles de sa déformation plastique.

B. — LES ROCHES CALCAIRES

CHAPITRE III

PROPRIÉTÉS DES ROCHES CALCAIRES

L'étude des propriétés du cristal de calcite avait pour but d'établir les caractéristiques physiques fondamentales de ce minéral et, par suite, d'avoir un certain nombre de bases pouvant éclairer les problèmes posés par les agrégats de cristaux de calcite.

Cependant, aux propriétés du monocristal se superposent dans l'agrégat, les propriétés qui sont dues à sa structure et peuvent être très diverses : entre le marbre, le calcaire lithographique, la craie et les calcaires néritiques s'étagent, en effet, de nombreuses espèces de roches calcaires.

D'autre part, toutes les roches calcaires renferment une plus ou moins grande proportion d'impuretés qui détermine certaines variations des propriétés inhérentes à la calcite pure.

I. — Analyse de l'agrégat de cristaux de calcite

A. — *Les cristaux*

D'une façon générale, les cristaux de calcite, inclus dans un agrégat, présentent rarement leurs contours idiomorphes. Les roches calcaires, qui sont un agrégat de cristaux de calcite, ont, le plus souvent, une structure en mosaïque.

Lorsque ces roches sont formées de gros cristaux, ceux-ci prennent, en lame mince, des teintes de polarisation vives et apparaissent souvent striés par des lignes de clivage faisant entre elles un angle de 120° . De plus, ils sont très fréquemment traversés par des lamelles de maclage, orientées suivant les plans $\{01.2\}$ qui s'entrecroisent selon deux systèmes définis.

Dans le cas d'une roche à structure cryptocristalline telle que le calcaire lithographique, plusieurs couches de cristaux se trouvent superposées dans les lames minces. Par suite, leur ensemble ne donne pas d'extinction complète entre nicols croisés mais polarise dans les tons beiges.

Malgré ces différences morphologiques, la structure du réseau cristallin des roches calcaires, telle qu'elle est révélée par les Rayons X, est semblable à celle du cristal de spath d'Islande.

B. — *Les joints intergranulaires*

1) Nature physique

Alors que le rhomboèdre de calcite isolé est nettement délimité par des surfaces de clivage, le cristal de calcite, englobé dans une roche à structure en mosaïque, a une forme quelconque et se trouve entièrement solidaire des cristaux qui l'environnent et qui ont une orientation cristallographique différente de la sienne. Le problème se

pose donc de connaître la nature de ses limites et le mécanisme par lequel il est relié aux cristaux qui l'entourent.

Il semble que la limite d'un cristal puisse être imaginée comme une coupe du réseau cristallin, respectant la disposition triplement périodique des atomes, c'est-à-dire comme une section présentant de multiples gradins.

La cohésion existant entre les cristaux s'explique, en partie, par leur enchevêtrement. La zone de transition, assurant l'adhérence entre deux cristaux, a longtemps été considérée comme une couche amorphe, de quelques centaines d'Angströms d'épaisseur, à laquelle on avait donné le nom de couche de BEILBY (fig. III-1a).

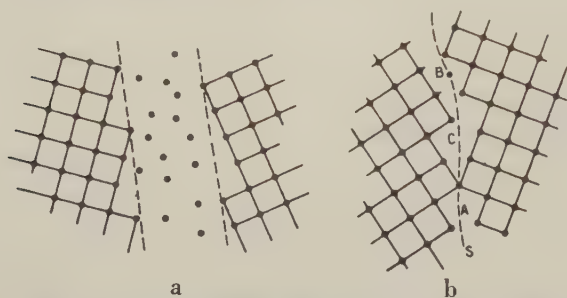


FIGURE III-1

Modèles de joints de grains :

a : Couche de BEILBY

b : Joint réel.

Schéma de J. FRIEDEL, 1956.

D'autre part, l'hypothèse a été posée de l'action d'une pellicule liquide très mince, exerçant des actions capillaires entre les limites des cristaux (voir par exemple J. GOGUEL, 1948).

En fait, les études de W.L. BRAGG (1940) ont montré que l'épaisseur des joints de grains est de l'ordre des distances interatomiques et que le joint intergranulaire peut être représenté comme une surface d'accolement S entre deux cristaux non perturbés (Fig. III-1b). En dernière analyse, il semble que ce joint puisse être décomposé en familles de dislocations, les atomes occupant des positions compatibles avec le minimum énergétique (J.M. BURGERS, 1940). La connaissance théorique de ces dislocations de joint est assez avancée dans le cas des joints de grain à faible désorientation, c'est-à-dire des joints unissant deux cristaux d'orientation cristallographique voisine. W.T. READ et W. SHOCKLEY (1950) et W. SHOCKLEY (1952) ont étudié les joints à grande désorientation, mais leur description par les dislocations est beaucoup plus difficile à réaliser et demande encore des travaux de recherche dans les domaines théorique et expérimental.

2) Propriétés mécaniques

La différence de comportement mécanique des grains et limites de grains des métaux polycristallins a été décrite par R. BECKER (1925-1926). Les propriétés des joints de grain ont été particulièrement étudiées par E. OROWAN (1949) qui leur a attribué les caractéristiques de la viscosité. En effet, au-dessous d'une certaine température, ces joints se comportent comme un matériel rigide alors que, dépassée cette température, ils ont les propriétés d'un liquide visqueux. Les propriétés mécaniques de ces joints varient donc avec la température et l'on peut définir une température d'équicohésion pour laquelle les résistances du joint et du centre du cristal sont équivalentes.

L. HABRAKEN et T. GREDAY (1956) estiment que les joints, par suite de leur faible importance volumétrique, ne paraissent pas modifier les constantes élastiques du cristal. Par contre, nous verrons plus loin (chap. IV) que, dans le domaine de la déformation plastique, ces joints peuvent exercer un effet accélérateur ou retardateur.

D'autre part, les tensions superficielles qui règnent dans ces joints ont une influence sur les propriétés mécaniques de l'échantillon (voir par ex. R. GAY, 1959).

3) Réaction à la corrosion

Nous avons vu (cf. p. 17) que, dans un monocristal de calcite, les figures de corrosion se formaient souvent aux points d'émergence des lignes de dislocations. En effet, en ces points, l'énergie libre du cristal est plus élevée et la réaction chimique s'effectue à un niveau énergétique plus faible. Dans le cas d'une roche calcaire polycristalline, les joints ont une énergie élevée (W.T. READ et W. SHOCKLEY, 1950) due à l'affrontement anormal des deux réseaux que nous venons de décrire. Il s'ensuit que leur résistance à la corrosion est plus faible que celle du grain lui-même. Cette propriété a été utilisée pour l'étude des structures au microscope électronique afin de mettre en relief les limites de grains (cf. chap. VIII).

4) Rôle

1) Bien que les joints intergranulaires ne soient pas matériellement individualisés, ils jouent, entre deux cristaux voisins, le rôle d'écran : nous verrons qu'un liquide peut plus facilement pénétrer à l'intérieur d'un cristal que franchir un joint intergranulaire.

D'autre part, la résistance d'une roche calcaire

polycristalline est nettement plus élevée que celle d'un monocristal de calcite. Ceci prouve le rôle durcissant des joints. En effet, un joint situé entre deux grains assez fortement désorientés, offre un obstacle à la propagation des dislocations. Le phénomène d'écrouissage, bien connu des métallurgistes, correspond à un empilement des dislocations sur les joints qui durcit le solide. Le joint ne peut être franchi que dans la mesure où l'empilement crée, dans le grain voisin, des contraintes suffisantes pour mettre en action des sources pouvant produire alors une multiplication des dislocations de ce grain.

2) Les joints peuvent jouer un rôle important dans les phénomènes de diffusion solide qui se produisent au cours de la recristallisation.

C. — Les espaces intergranulaires

Les cristaux constituant les roches ont souvent des contours irréguliers. Par suite, leur accollement se fait de façon discontinue et des vides subsistent entre eux. Une étude de ces vides a été réalisée par G.W. BAIN (1936), à l'occasion de ses recherches sur le « *Lumar* », c'est-à-dire sur la diffusion de la lumière par certains marbres. Ce pouvoir diffusant serait dû à une réflexion et à une réfraction des rayons lumineux au contact des joints intergranulaires. Il dépendrait, d'une part de la largeur de l'espace intergranulaire, d'autre part du type de matière colorante de la roche et de l'orientation optique des cristaux.

Les marbres composés de cristaux séparés par des films d'air de $2,5 \mu\mu$ à $5 \mu\mu$ sont ceux qui auraient le plus grand pouvoir diffusant. Des espaces inférieurs à $2 \mu\mu$ donnent à la roche un aspect cireux et des espaces supérieurs diminuent la quantité de lumière transmise ($1 \mu\mu = 0,01 \text{ \AA}$).

Une méthode de mesure de cet espace intergranulaire a été proposée par G.W. BAIN en 1941.

B. SANDER (1930) a souligné l'intérêt d'une étude de ces espaces qui jouent un rôle important dans l'histoire des roches par le fait qu'ils favorisent la pénétration et la circulation des fluides et peuvent faciliter le mouvement des cristaux.

II. — Propriétés liées à la structure de l'agrégat

Les agrégats de cristaux de calcite se présentent sous forme de roches dont la cristallinité varie

avec la taille des cristaux. Leur structure, c'est-à-dire les variations se produisant dans leur continuité, est très variable suivant la configuration des liaisons intercrystallines. Celles-ci diffèrent, en forme et en intensité, selon le degré de cohésion de l'agrégat et influencent par là même certaines de ses propriétés.

1) Elasticité

Le monocristal de calcite a, nous l'avons vu (cf. p. 15) un module d'Young différent suivant qu'il est mesuré parallèlement ou perpendiculairement à l'axe optique. Dans le cas d'un agrégat de cristaux, deux facteurs interviennent.

— d'une part, l'orientation variable des divers cristaux les uns par rapport aux autres;

— d'autre part, le degré de cohésion des cristaux les uns avec les autres.

Par suite, les mesures de modules d'Young, qui sont effectuées pour les roches calcaires, donnent des valeurs extrêmement variables d'une roche à l'autre et ces variations n'ont qu'une relation lointaine avec celui du cristal de calcite.

2) Porosité

Dans la porosité d'une roche interviennent les pores intracrystallins et intergranulaires. Le volume de ces derniers est fonction de l'intensité des liaisons intercrystallines. Il est, d'autre part, lié aux irrégularités de structure des surfaces des cristaux (C. SELLA et G. DEICHA, 1962). Au cours des études que j'ai effectuées au microscope électronique (cf. chap. VIII), la méthode par double empreinte, appliquée à des surfaces de rupture, a permis d'observer, par stéréo-micrographie, des microstructu-



FIGURE III-2
Calcaire Bathonien de la Citadelle de Besançon (56)
surface de rupture ($\times 11.000$)

res de forme géométrique et diverses cavités montrant que le contact entre les divers grains d'un agrégat n'est pas parfait (fig. III-2).

Les pores intergranulaires et intracristallins sont, l'un et l'autre, susceptibles d'être modifiés par la déformation : les expériences de J. GOGUEL (1948) ont conduit à une compaction des sédiments poreux sous l'influence de la pression (cf. p. 46). D'autre part, B. SANDER (1930), signale que la déformation est accompagnée par une augmentation du volume des pores tant intergranulaires qu'intracristallins (cf. p. 35).

Une expérience que j'ai réalisée avec un marbre dolomitique (Sivac 51) a montré qu'une goutte de violet de méthyle dilué dans l'eau, introduite sur le bord d'une section mince de roche dont les faces planes sont isolées par du Baume de Canada, se répand dans la totalité du cristal et s'arrête à la limite de deux cristaux ou à un joint de macle. Elle ne s'introduit pas de façon particulièrement visible dans les vides intergranulaires. Une expérience analogue a été réalisée avec du marbre de Carrare (43).

Par contre, une lame mince a été taillée dans un morceau du même marbre de Carrare, coloré par du violet de méthyle. Certains grains sont apparus uniformément colorés. D'autres présentaient un liséré violet à la périphérie des grains évoquant un cheminement intergranulaire du liquide suivi d'une pénétration à l'intérieur du cristal.

Cette différence de comportement peut s'expliquer par le fait que, dans le premier cas, la pénétration du colorant est strictement limitée suivant un plan tandis que, dans le deuxième cas, un agrégat de cristaux, représentant un certain volume, a été librement imprégné de colorant. Les résultats de cette deuxième expérience paraissent donc correspondre davantage au mécanisme naturel de pénétration de l'eau dans les roches, mais il n'est pas exclu que, dans de telles expériences, il se produise une adsorption sélective du colorant et que, par suite, le mécanisme de fixation du liquide diffère de celui de l'eau naturelle.

Des mesures de porosité effectuées sur le même marbre, avec un picnomètre, ont indiqué une porosité de 1,09 %, valeur relativement importante pour un marbre. F.D. ADAMS (1912) indique, pour le calcaire de Solenhofen, une porosité de 1,63 %.

La plus ou moins grande porosité des roches a une influence sur leur résistance aux intempéries. Celle-ci est d'autant plus grande que les espaces intergranulaires sont étroits et de forme complexe (G. BAIN, 1936; C.L. HILTROP et J. LEMISH, 1958).

À l'état naturel, les roches calcaires, au moment où elles sont extraites d'une carrière, contiennent

ce que les marbriers appellent « l'eau de carrière ». Cette eau rend gélives les roches calcaires microcristallines à cassure lisse qui sont formées de cristaux dont le diamètre est de l'ordre du micron. Une fois perdue l'eau de carrière, c'est-à-dire après trois semaines environ, ces pierres ne sont plus gélives. Ceci montre que l'eau de carrière est différente de l'eau d'imbibition, et doit correspondre, soit à de l'eau de constitution, soit à de l'eau d'adsorption qui peut être un vestige de l'eau imbibant le sédiment au moment de son dépôt. Il est possible que cette eau ait été conservée dans l'agrégat cristallin soumis à la pression due au poids des sédiments, et ne soit pas susceptible d'être renouvelée sous la pression atmosphérique, mais tout ceci reste encore dans le domaine des hypothèses.

D'autre part, d'après R.B. HOLT (1948), un calcaire dont les cristaux présentent une orientation préférentielle marquée serait une moins bonne roche magasin qu'un calcaire sans orientation.

3) Dureté

Dans le cas des calcaires bien cristallisés compacts, la dureté mesurée sur une surface plane, naturelle ou artificielle, est comparable à celle mesurée sur un cristal de spath (3 dans l'échelle de Mohs). Dans celui des roches microcristallines à faible compacité, on mesure surtout la résistance de la roche à la désagrégation, et il n'est guère possible d'évaluer la dureté même du cristal.

III. — Les impuretés dans les roches calcaires

Un certain nombre d'atomes, en particulier Mn, Pb, Mg, Fe, sont susceptibles, nous l'avons vu, de remplacer l'atome Ca dans la maille de la calcite (cf. p. 18). À ces impuretés, incluses dans la maille, s'ajoutent dans le cas des agrégats, les impuretés intercalées entre les cristaux.

Des analyses précises peuvent rendre compte de la localisation exacte de ces impuretés mais, en général, les ions dont le diamètre est voisin de celui de l'ion Ca^{++} sont inclus dans la maille et les ions dont le diamètre est supérieur à celui de l'ion Ca^{++} sont en position intergranulaire.

A. — Analyse des impuretés (1)

1. — Différents dosages de CO_3Ca ont été réalisés par :

TRACES DE LA DÉFORMATION DANS LES CALCAIRES

— la méthode gazimétrique avec le calcimètre Bernard qui permet une précision de $\pm 5\%$ (tableau III-1);

— la complexométrie du calcium qui donne une précision de $\pm 2\%$ (tableau III-2).

2. — Des dosages d'oligo-éléments ont été effectués au centre de Recherches Géochimiques de la S.N.P.A. à Pau, par MM. KULBICKI et SAHORES. Ces dosages sont réalisés par spectrographie optique avec enregistrement, sur photomultiplicateur, de l'intensité de raies d'émission sélectionnées (quantométrie). Dans cette méthode, les courbes d'éta-lonnage sont établies, à partir de matrices de composition chimique aussi proche que possible de celle des échantillons, en additionnant des quanti-tés variables des éléments à doser (tableau III-3).

TABEAU III-1

Teneur en calcite de différentes roches calcaires, dosée par le calcimètre Bernard, exprimée en %.

Marbre de Carrare (45)	98,9
Calcaire de l'anticlinal de la Citadelle, Besançon (56) ..	94,8
Marbre de Guillestre (3)	89,9
Calcaire de la Posterle (35)	88,9
Calcaire de Canaveilles (52)	68
Marbre en plaquettes de la vallée du Guil (25)	54,5
Calcaire à zones siliceuses du belvédère du Pelvoux (17)	38,4

TABEAU III-2

Teneur en calcite d'échantillons de roches calcaires, dosée par complexométrie, exprimée en %.

Calcaire à zones siliceuses du Piolit (20)	89,9
Néocomien de La Chaumie (32)	86,6
Marbre de Mosset (53)	≈ 100

TABEAU III-3

Teneur en oligo-éléments de différentes roches calcaires exprimée en ppm $\times 10$

ECHANTILLON	B	Ni	Cu	Cr	Zn	Mo	Bi	Pb	Ag	Sr*	Ba	Co
Marbre de Guillestre (1)	13	2	0	0	0	0,4	0	0	0	0	0	0,5
Marbre de Guillestre - Garnier (3)	5	0	0	0	0	0,3	0	0	0	0	0	0
Marbre de Guillestre - La Lauze (5)	16	3,7	0,5	1	1	1,1	0	0	0	2	0	3
Marbre de Guillestre - Bramousse (7)	14	5	0	0	3	1,1	0	0	0	20	0	2
Marbre de Guillestre - Rasis (8)	9	3,2	0,5	1	1,2	0,4	0	0	0	0	0	2
Marbre de Guillestre - Acceglio (11)	10	0,9	0	0	0	0,3	0	0	0	5	0	0,5
Calcaire du Belvédère du Pelvoux (17)	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Marbre en plaquette du Guil (25)	5	0	3	0	0	0	0	1	0	>200	0	0
Lochseitenkalk (43)	4	0	0,5	1	0	0	0	0	0	0	0	0,8
Marbre de Carrare (45)	0	0	0	0	0	0	0	0	0,3	7	0	0
Marbre de Mosset (53)	2	0	0	0	0	0	0	0	1,1	20	0	0
Marbre de Saint-Béat (54)	7	0,2	0	0	0	0	0	0	0,2	25	0	0
Calcaire de la Citadelle de Besançon (56) ..	5	0	0	0	1	0	0	0	0,4	76	0	0

* L'erreur probable sur le dosage du Sr est de l'ordre de $\pm 100\%$; l'indication est donc semi-quantitative. Pour les autres éléments la précision des mesures est de l'ordre de $\pm 10\%$.

3. — Après mise en solution des échantillons, le Magnésium, le Fer et le Manganèse ont été dosés de la façon suivante :

Mg par la méthode gravimétrique (précision de $\pm 10\%$);

Fe par colorimétrie par la phénanthioline (pré-cision $\pm 1\%$);

Mn par colorimétrie par oxydation en perman-ganate par le periodate de potassium (précision $\pm 1\%$) (tableau III-4).

TABEAU III-4

Teneur en Mg, Fe, Mn de différentes roches calcaires, exprimée en %

ECHANTILLON	Mg	Fe	Mn
Marbre de Guillestre - Saint-Crépin (1)	0,40	0,65	0,079
Marbre de Guillestre - Garnier (3)	0,58	0,53	0,15
Marbre de Guillestre - Bramousse (7)	0,32	0,46	0,04
Marbre de Guillestre - Acceglio (11)	0,28	0,19	0,002
Calcaire du Belvédère du Pelvoux (17)	0,26	0,42	0,065
Lochseitenkalk (43)	0,40	0,16	0
Marbre de Moriglion di Penna (49)	0,54	0,02	0
Marbre de Saint-Béat (54)	0,45	0,07	0
Calcaire de la Citadelle - Besançon (56)	0,32	0,08	0,002

(1) Les numéros (1), (2), (3) ... correspondent à ceux des échantillons décrits au cours du chapitre V.

B. — *Modifications apportées aux propriétés de la calcite par les impuretés*

1. — Lorsque la proportion de minéraux étrangers tels que quartz ou argile est importante, des modifications, dont il faut tenir compte, peuvent être apportées aux propriétés directement liées au cristal de calcite.

2. — De faibles quantités d'oxydes métalliques, remplaçant isomorphiquement la calcite ou des inclusions graphiteuses, bitumineuses, ferrugineuses, peuvent donner aux roches calcaires les couleurs les plus variées. D'après les études de G.W. BAIN (1936), la nature de ces impuretés aurait une influence sur le pouvoir qu'ont certains marbres de diffuser la lumière.

3. — Au cours de la déformation des roches calcaires, les impuretés peuvent contribuer à durcir la roche, soit en bloquant les dislocations, soit en gênant le glissement des grains les uns sur les autres.

4. — Des impuretés réparties dans la maille cristalline ou entre les cristaux sont à l'origine des phénomènes de luminescence qui seront étudiés plus loin (cf. chap. XIII).

5. — La présence d'impuretés dans le réseau cristallin est susceptible d'augmenter l'énergie libre du cristal et par suite de faciliter la corrosion (cf. p. 17).

6. — A cause de la variation de leur composition chimique, les roches calcaires sont susceptibles

de se dissocier à des températures bien inférieures à celles qui ont été établies pour la calcite pure (cf. p. 16). Ainsi, au cours des analyses que j'ai effectuées avec une thermobalance, j'ai enregistré une décomposition chimique se traduisant par une perte de poids entre les températures suivantes :

Marbre de Saint-Béat (54) 500-900 °C.

Calcaire de Canaveilles (52) 580-870 °C.

Marbre de Guillestre (3) 615-900 °C.

En fait, si des modifications chimiques ne sont enregistrées qu'à partir d'environ 500°, les différentes expériences que j'ai réalisées, dans le domaine de la dilatométrie et de la luminescence, ont montré que des modifications physiques importantes, liées à la température et à la durée du chauffage, sont apportées aux roches calcaires par des températures inférieures à 500 °C (cf. p. 138).

IV. — Conclusion

Cet examen des caractères particuliers aux roches calcaires polycristallines montre qu'il existe de très grandes différences entre le cristal de calcite pure, dont nous avons étudié les propriétés fondamentales et l'agrégat de cristaux de calcite qui est l'objet de ce travail.

Au cours de l'analyse de la déformation des roches calcaires polycristallines, les caractères du cristal de spath d'Islande serviront de base de recherche mais, dans chaque domaine d'étude, il sera nécessaire de considérer les changements suscités par l'état polycristallin.

CHAPITRE IV

ANALYSE DU MÉCANISME DE DÉFORMATION DES CRISTAUX D'UNE ROCHE CALCAIRE

I. — Données de l'observation et de l'expérience

A. — Déformation par glissement

1) Caractères de la déformation d'un agrégat

Les premières déformations expérimentales de F.D. ADAMS et J.T. NICHOLSON (1901) et de Th. von KÁRMÁN (1911) avaient montré l'existence de deux mécanismes de déformation des roches calcaires : le glissement intracristallin, analogue à celui décrit dans le cristal de calcite et le glissement intergranulaire.

D.T. GRIGGS (1938) a comparé les résultats expérimentaux obtenus par déformation, sous haute pression, d'éprouvettes taillées dans un monocristal de calcite (cf. p. 24) et d'éprouvettes taillées dans du calcaire de Solenhofen. Alors que les premières ont donné des ductilité et résistance respectivement 5,83 et 20,30 fois supérieures à celles qu'elles ont à la pression atmosphérique, les deuxièmes ont donné une augmentation de ductilité de 46 fois et une résistance de 4,7 fois supérieures.

Par ailleurs, F.J. TURNER, D.T. GRIGGS et H. HEARD (1954), mettant en parallèle les données d'éprouvettes monocristallines (cf. p. 24) et d'éprouvettes de marbre de Yule, ont conclu que les mécanismes de glissement, effectifs dans un monocristal, étaient largement responsables de la déformation expérimentale du marbre de Yule réalisée dans les mêmes conditions.

De ces expériences, il ressort donc que, dans le domaine du mécanisme intime de la déformation, les roches calcaires polycristallines sont essentiellement caractérisées, vis-à-vis du monocristal, par l'existence d'un processus de glissement intergranu-

laire. Cependant, ce glissement intergranulaire ne suffit pas à expliquer cette différence de comportement. D'autres facteurs, que nous allons étudier, interviennent.

2) Dynamique de la déformation

Nous avons vu (cf. p. 27) que la complexité du phénomène de déformation d'un matériau polycristallin était due, principalement, à la différence d'orientation cristallographique des cristaux et à leur interaction. Les études de F.J. TURNER, D.T. GRIGGS et H. HEARD (1954) ont montré en effet que, dans un cristal isolé de calcite, la déformation se produisait plus ou moins facilement suivant l'orientation du cristal.

Il en résulte que, dans une mosaïque de cristaux différemment orientés, tous les cristaux ne réagissent pas de la même manière à une contrainte : à un moment donné, certains cristaux peuvent être déformés alors que d'autres restent en tension (J. GOGUEL, 1953).

En vue de relier les propriétés du cristal unique à celles de l'agrégat, deux hypothèses opposées ont été proposées par les métallurgistes et les physiciens.

a) *Hypothèse de déformation indépendante de chacun des grains de l'agrégat*

Cette hypothèse a été avancée par H.L. COX et D.G. SOPWITH (1937) qui estiment que, dans un matériau polycristallin, un phénomène tel que le glissement se produira, dans un cristal donné, lorsque la contrainte aura une valeur intermédiaire entre les valeurs critiques des contraintes dans les cristaux les plus favorablement et les plus défavorablement orientés.

M. ROUCHET (1937) admet qu'une déformation permanente apparaîtra, c'est-à-dire que la limite élastique globale sera atteinte, si, dans une proportion déterminée de ces cristaux, la contrainte suivant les plans de glissement possibles et dans la direction appropriée dépasse une certaine limite.

b) *Hypothèse de déformation uniformément répartie dans tous les grains de l'agrégat*

Cette hypothèse, due à G.I. TAYLOR (1938), avance que le contact entre les grains est rigide-ment maintenu au cours de la déformation de sorte que les grains se déforment de façon uniforme.

Aucune de ces deux hypothèses n'explique entièrement le comportement des roches calcaires soumises à une contrainte. Cependant, l'hypothèse de TAYLOR a été reconnue comme étant la plus compatible avec les observations réalisées sur les marbres (D. GRIGGS et W.B. MILLER, 1951). Une modification a été apportée à cette hypothèse par J.W. HANDIN et D. GRIGGS (1951), qui admettent une déformation presque uniforme des grains de l'agrégat, suivant un mécanisme qui sera décrit (cf. p. 37). Les observations de F.J. TURNER et C.S. CH'IH (1951), ainsi que celles de F.J. TURNER, D.T. GRIGGS, R.H. CLARK et R.H. DIXON (1956), confirment ce point de vue. Ces derniers concluent à une réorientation des grains au cours de la déformation qui serait due, en partie au maclage, en partie à une rotation externe des grains.

Il semble donc que l'on puisse réellement parler d'un seuil de déformation plastique, valable pour l'ensemble des cristaux de l'agrégat. J. GOGUEL (1952) a montré que la différence des pressions principales, correspondant au seuil de déformation plastique, n'est pas le même dans tous les calcaires. Ainsi, pour le marbre de Carrare, elle est de 3 000 kg/cm² alors que, pour la craie, elle n'est que de 800 kg/cm².

3) *Analyse du mécanisme de déformation par glissement*

Les essais de déformation expérimentale comparée de la calcite monocristalline et de la calcite à l'état polycristallin (cf. p. 33) ont démontré l'intervention des glissements intergranulaires au cours de la déformation plastique. Nous étudierons donc, successivement, le rôle des joints intergranulaires dans la déformation et les différents mécanismes possibles du glissement intracristallin, en tenant compte des données de l'observation des échantillons déformés naturellement et des échantillons déformés expérimentalement.

a) *Rôle des joints intergranulaires dans la déformation*

1. — *Influence des joints intergranulaires sur le mouvement des dislocations*

Nous avons vu que les joints intergranulaires constituent un obstacle à la propagation des dislocations (cf. p. 29). Cette aptitude dépend de l'orientation mutuelle des cristaux adjacents. F.J. TURNER (1949) signale que, dans beaucoup de cas, dans le marbre de Yule, chaque lamelle de maclage, dans un grain, est relayée, dans le grain adjacent, par une lamelle similaire mais d'orientation différente. L'énergie absorbée par le franchissement d'un joint intergranulaire est donc fonction de la disharmonie existant entre les cristaux.

2. — *Mécanisme des mouvements intergranulaires*

Nous avons vu, d'autre part, que les limites des cristaux pouvaient être imaginées comme une coupe du réseau cristallin, respectant la disposition triplement périodique des atomes, c'est-à-dire comme une section présentant de multiples gradins. Cette irrégularité de surface est un obstacle aux déplacements intergranulaires. L. HABRAKEN et T. GREDAY (1956), étudiant la déformation des métaux, ont mis en évidence des divergences de glissement entre le centre d'un grain et son joint. Il est possible que, dans le cas où des glissements se produisent entre des grains sans que ces grains eux-mêmes se déforment plastiquement, la partie la plus externe des grains soit seule déformée.

Quoi qu'il en soit, le déplacement des grains les uns par rapport aux autres, suppose d'une part que soient dominées les forces unissant les cristaux (cf. p. 28), d'autre part que soient vaincues les disharmonies géométriques existant entre eux. Il se produit donc une sorte de rupture intergranulaire, aussitôt suivie d'une cicatrisation, de sorte qu'à l'échelle du cristal, il ne paraît pas y avoir une démarcation nette entre déformation plastique et rupture. Il semble, d'après L. HABRAKEN et T. GREDAY (1956), que les phénomènes de rupture intergranulaire soient plus développés lorsque deux grains voisins sont très différemment orientés. Ce fait peut être rapproché de la difficulté de propagation du mouvement des dislocations en fonction de la désorientation des grains.

3. — *Types de mouvement intergranulaire*

Deux types de mouvements peuvent se produire suivant les joints intergranulaires.

— *Glissement par translation* : L'intensité de ce glissement dépend de la résistance au mouvement exercée par la forme du grain.

— *Rotation* : Il résulte de la théorie thermodynamique de l'orientation des cristaux (G.J.F. MAC DONALD, 1957a et b) et des observations effectuées sur les éprouvettes déformées expérimentalement (F.J. TURNER, 1953 et F.J. TURNER, D.T. GRIGGS, R.H. CLARK et R.H. DIXON, 1956) la nécessité d'envisager un mouvement de rotation des grains constitutifs de la roche.

Nous verrons que cette rotation est la résultante du jeu successif des différents mécanismes de glissement intracristallin (cf. p. 39).

4. — Facteurs influençant le mouvement intergranulaire

Différents expérimentateurs ont recherché dans quelle mesure les conditions dans lesquelles les roches sont déformées sont susceptibles d'influencer le mouvement intergranulaire.

— *Influence du temps* : F.D. ADAMS et J.T. NICHOLSON (1901) ont noté qu'une augmentation rapide de la charge favorisait le mouvement intergranulaire. D. GRIGGS, F.J. TURNER, I. BORG et J. SOSOKA (1953), à la suite de leurs expériences de déformation à 300 °C estiment qu'il est probable que le temps favorise le mouvement intergranulaire.

— *Influence de la pression* : Th. von KÁRMÁN (1911) a montré que le mouvement intergranulaire était favorisé par une faible pression.

— *Influence de la température* : Dans les métaux, la résistance au glissement, exercée par les joints intergranulaires, devient négligeable à température élevée (L. HABRAKEN et T. GREDAY, 1956). Le même fait est mentionné par J.C. FISHER (1959) dans son étude sur le rôle des dislocations dans la déformation plastique. D. GRIGGS, F.J. TURNER, I. BORG et J. SOSOKA (1953) signalent, dans les structures obtenues par déformation de marbre de Yule à 300 °C, des marques évidentes de mouvement intergranulaire.

— *Influence des fluides* : La présence de fluides imprégnant la roche peut faciliter la cicatrisation qui, nous venons de le voir, accompagne le glissement intergranulaire (J. GOGUEL, 1948, p. 135).

— *Influence des impuretés* : Les impuretés séparant les grains diminuent leur cohésion mais peuvent, par ailleurs, gêner le glissement des grains les uns sur les autres.

— *En résumé*, le glissement intergranulaire semble favorisé par une pression d'intensité moyenne, appliquée assez rapidement, à température élevée, en présence de fluides. Ceci est compatible avec la ductilité relativement élevée du marbre par rap-

port à celle des cristaux uniques de calcite, soumis à des pressions élevées ne favorisant pas la recristallisation. Pour F.J. TURNER (1948), cette ductilité suggère que les mouvements intergranulaires, peuvent être plus effectifs que le glissement intracristallin, dans l'évolution des microstructures des roches calcaires métamorphiques.

5. — Conclusion

Les propriétés des joints intergranulaires et les modifications qu'ils apportent au processus de déformation de la calcite monocristalline montrent qu'il n'existe pas de bases, permettant d'établir une corrélation précise entre la réponse d'un monocristal de calcite à une contrainte et celle d'un agrégat de cristaux. Il est en effet impossible d'évaluer les effets des limites des grains (F.J. TURNER, D.T. GRIGGS, R.H. CLARK et R.H. DIXON, 1956).

b) Etude du glissement intracristallin

Alors qu'une partie de l'énergie apportée à la roche est utilisée par glissements intergranulaires, une autre partie de cette énergie apporte des modifications au grain lui-même.

1. — Analyse du mécanisme de glissement intracristallin.

1°) Données de l'observation des roches déformées naturellement

F. BECKE (1924) avait suggéré que, dans certains calcschistes des Alpes, les plans {01.2} étaient devenus parallèles à la schistosité par glissement dans une direction définie. Les travaux de B. SANDER et O. SCHMIDEGG (1926) ainsi que ceux de E. FELKEL (1929), B. SANDER (1930) ont confirmé cette hypothèse et mis en évidence, à l'intérieur du cristal, un glissement par translation et un maclage se produisant tous deux suivant {01.2} dans la direction de la diagonale la plus courte de la face du rhomboèdre.

Ces glissements peuvent être tels que la limite du grain, au lieu d'être rectiligne, se présente sous forme de degrés (B. SANDER, 1930, p. 202).

Dans un même grain existent, nous l'avons vu, (cf. p. 21) trois systèmes de plans {01.2} qui donnent naissance à des séries de lamelles. B. SANDER (1930) a observé qu'à l'intersection de ces lamelles se forment, au cours de la déformation, des canaux filiformes pouvant être mis en évidence par coloration. Lorsque les glissements, à l'intérieur du cristal se produisent régulièrement, ces canaux sont rectilignes; ils ne le sont pas si l'amplitude du glissement des lamelles n'est pas constante à l'intérieur du grain.

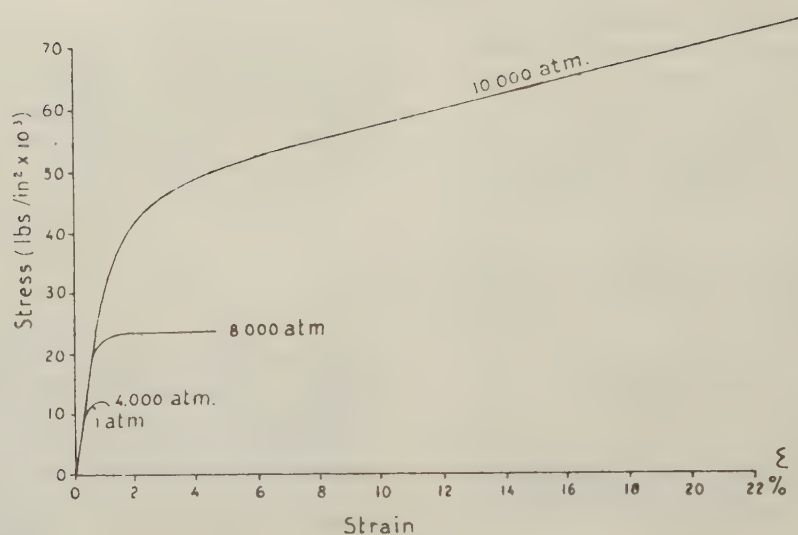


FIGURE IV-1

Diagramme exprimant la variation de la déformation d'un marbre (strain) en fonction de la contrainte (stress) pour une pression triaxiale d'intensité croissante
(d'après D. GRIGGS, 1936)

Si des lames minces de marbres sont observées au microscope les plans de glissement peuvent apparaître nettement et délimiter des lamelles. Ces lamelles sont fréquemment si étroites qu'il est difficile de distinguer si elles sont dues au maclage ou à la translation. Les plans de glissement peuvent aussi être totalement invisibles. Par suite, il n'est pas possible d'évaluer le degré de déformation d'après la fréquence des lamelles. F. J. TURNER (1948) souligne que ces lamelles ne sont pas l'image exacte de l'évolution du réseau cristallin mais qu'il est possible qu'elles n'expriment, seulement, que la phase la plus tardive de la déformation de la roche.

Une déformation plastique a pour conséquence une réorientation progressive des pôles des lamelles suivant une direction voisine de celle de la contrainte qui l'a produite. Ces pôles sont entourés par les axes optiques avec lesquels ils font un angle de 26° (B. SANDER, 1930).

Cette propriété est à la base de toutes les méthodes d'analyse de la déformation, centrées sur l'orientation des grains de calcite, qui seront développées plus loin (cf. chap. IX.X.XI).

Le mécanisme de cette orientation préférentielle des cristaux de calcite a été étudié depuis, par divers auteurs, en particulier G. BAIN (1938) et T.F.W. BARTH, C.W. CORRENS et P. ESKOLA (1939) mais les principales informations nouvelles le concernant ont été apportées par la déformation expérimentale.

2°) Données de l'expérimentation

Lorsqu'une contrainte, d'intensité croissante, est appliquée à un agrégat de cristaux de calcite, elle produit, en premier lieu, une déformation élastique de cet agrégat, puis une déformation plastique et, enfin, une rupture.

Diverses expériences ont montré que, sous la pression atmosphérique, la phase de déformation plastique est très courte mais que, sous triple contrainte, il existe un domaine de déformation plastique beaucoup plus étendu (fig. IV-1). C'est pourquoi, dans le cadre des recherches relatives au mécanisme de déformation plastique des roches calcaires, de nombreuses expériences sous triple contrainte ont été effectuées, en particulier sur le marbre de Yule.

La carrière de marbre de Yule, exploitée par la Compagnie des Marbres du Vermont se trouve sur la côte ouest de la crique de Yule à trois miles au Sud de Marble, Gunnison County, Colorado (E.B. KNOPF, 1949, p. 438).

Ce marbre, d'âge paléozoïque récent, convient particulièrement bien aux études expérimentales car il est pur, homogène et formé de grains réguliers dont la taille permet les études au microscope. La forme ellipsoïdale de ces grains détermine une foliation du marbre suivant des plans appelés en structurologie « surfaces *s* » (cf. p. 66). Ces grains sont cristallographiquement orientés de façon telle que leurs axes optiques ont tendance à se trouver disposés presque perpendiculairement à la surface *s* avec le pôle de laquelle ils font un angle de 26°.

D'autre part, le marbre de Yule a la propriété de se déformer sous des pressions relativement faibles et la préparation des éprouvettes destinées aux expériences peut être réalisée assez facilement.

Des expériences de déformation sous triple contrainte ont d'abord été réalisées par J.R. BALSLEY (1941) qui nota que la déformation s'effectuait principalement par glissements par maclage ou translation. E.B. KNOPF (1949), étudiant des éprouvettes déformées par D.T. GRIGGS, a précisé que ces glissements se produisaient en fonction de l'orientation des cristaux par rapport à la direction de la contrainte. Elle a constaté que, lorsque l'axe des cylindres était parallèle à la surface s . (cf. p. 66), la compression faisait apparaître une nouvelle surface s , normale à la direction de la force appliquée et que les axes optiques se trouvaient orientés à peu près parallèlement à cette force.

Des expériences analogues ont été réalisées par D.T. GRIGGS et W.B. MILLER (1951) et la comparaison de leurs résultats, avec ceux décrits par E.B. KNOPF (1949), a montré une bonne reproductibilité des courbes contrainte - déformation pour les différentes orientations d'éprouvettes.

J.W. HANDIN et D. GRIGGS (1951) ont déterminé graphiquement, pour chacun des plans $\{01.2\}$ des cristaux de deux échantillons de marbre de Yule observables dans des sections de direction donnée, la composante de la contrainte de cisaillement correspondant à six contraintes d'orientation différente. Au cours de cette analyse, la rotation des éléments du cristal, dans chaque grain, a été calculée en fonction de la déformation de l'agrégat, en prenant successivement pour base la théorie de déformation uniforme et la théorie de déformation non uniforme (cf. p. 33). La comparaison des structures ainsi construites avec celles observées par F.J. TURNER et C.S. CH'IH (1951), a permis de voir que les structures construites à partir de l'hypothèse de déformation uniforme de G.I. TAYLOR (1938) étaient tout à fait semblables à celles observées. Ceci a montré, également, que le glissement sur $\{01.2\}$, dans le sens du maclage, doit être entièrement ou de façon prédominante un maclage et que le glissement dans le sens opposé doit être une translation (conformément à la découverte de J.F. BELL, cf. p. 24).

F.J. TURNER et C.S. CH'IH (1951) précisent que les lamelles visibles, orientées suivant le plan $\{01.2\}$, peuvent être rapportées au glissement, probablement par maclage, s'effectuant dans la direction et le sens approprié pour le maclage et que le glissement par translation dans le sens opposé, bien qu'effectif dans beaucoup de cas, ne laisse pas de traces microscopiquement visibles.

Il semble, en fait, cristallographiquement peu probable que des glissements par translation puissent se produire suivant $\{01.2\}$ dans le sens opposé au maclage, sauf après un maclage.

F.J. TURNER et C.S. CH'IH (1951) mentionnent,

par ailleurs, la possibilité de glissements s'effectuant, dans le sens du maclage, sur $\{02.1\}$. Ces lamelles ont également été observées par I. BORC et F.J. TURNER (1953) qui signalent, en outre, des structures lamellaires parallèles à $\{10.1\}$ ainsi que des fissures subparallèles à $\{10.0\}$ et donnent des critères de reconnaissance des différents types de lamelles.

L'intervention de glissements par translation sur $\{10.1\}$ est notée par F.J. TURNER, D.T. GRIGGS et H. HEARD (1954) qui, opérant à 300 et 400° C, soulignent que ce mécanisme ne laisse pas, dans le cristal, des traces visibles autres que la rotation interne des lamelles préexistantes d'orientation différente.

En prenant pour base ces données, F.J. TURNER, D.T. GRIGGS, R.H. CLARK et R.H. DIXON (1956) ont analysé, en détail, les modifications apportées à un marbre par une déformation s'effectuant à 300° et 500° C sous 5 000 atm. Les résultats de cette étude se sont révélés être en accord avec l'hypothèse de déformation approximativement uniforme avancée par J.W. HANDIN et D. GRIGGS (1951). Ils ont permis, en outre, de déterminer comment les différents mécanismes entraient successivement en jeu au cours de la déformation (cf. p. 38).

Par ailleurs, ces expériences ont montré que, lorsque les échantillons sont raccourcis de 40 %, les axes optiques présentent une forte orientation préférentielle à 10°-30° de l'axe de compression; lorsque les échantillons sont allongés à 90-120 %, les axes optiques sont concentrés dans une direction faisant un angle de 60°-80° avec l'axe d'extension.

2. — Facteurs influençant les glissements intracrystallins

Les conditions variables dans lesquelles ont été réalisées les déformations expérimentales permettent de saisir le rôle des différents facteurs pouvant intervenir au cours de la déformation.

— *Influence du temps* : F.D. ADAMS et J.T. NICHOLSON (1901) ont trouvé qu'une augmentation très lente de la charge facilitait le mécanisme de maclage.

— *Influence de la pression* : Th. von KÁRMÁN note qu'une pression élevée favorise le glissement intracrystallin.

— *Influence de la température* : E.B. KNOPF (1949) commentant les expériences de D. GRIGGS ne signale pas de modifications apportées à l'aspect des grains par une température de 150° C. Comme à la température ambiante, les cristaux ont un aspect nuageux et perturbé, les lamelles sont parfois courbées et tordues. D. GRIGGS, F.J. TURNER,

I. BORG et J. SOSOKA (1951) par contre, ont observé, à 150° C également, une plus grande facilité du glissement par translation par rapport au maclage sur {01.2}. F.J. TURNER et J. VERHOOGEN (1960) notent qu'à la température ambiante, le maclage sur {01.2} se produit beaucoup plus facilement que la translation sur {10.1} mais que cette différence disparaît presque entièrement à 800° C.

— *En résumé*, les glissements intracristallins paraissent être favorisés par une pression élevée. Le glissement par maclage semble être rendu plus facile par une augmentation lente de la pression et le glissement par translation par une élévation de température.

3. — *Limites de la déformation par glissement intracristallin*

Le maclage étant un phénomène essentiellement limité, il est évident que, lorsque tous les maclages possibles dans les cristaux d'une roche calcaire se sont produits, les possibilités de déformation de cette roche décroissent et sa résistance augmente.

Par ailleurs, nous avons vu que la déformation plastique augmente le nombre des dislocations à l'intérieur d'un cristal et que certains obstacles, s'opposant à leur déplacement, provoquent leur empilement au sein du cristal (cf. p. 29 et 32). Il résulte, de ces deux facteurs, une distorsion du réseau entraînant une augmentation des contraintes internes des cristaux qui contribue au durcissement de la roche.

Dans le cas où la déformation intracristalline s'effectue uniquement par un processus de glissement, celui-ci se trouve donc limité, pour une contrainte donnée, d'une façon analogue au durcissement d'écrouissage connu des métallurgistes.

4. — *Les cristaux à extinction roulante*

Les cristaux de calcite, appartenant aux roches ayant subi une déformation plastique, présentent fréquemment une extinction roulante.

Il semble que ce phénomène puisse s'expliquer par une hétérogénéité des forces produisant la déformation. En effet, J.J. GILMAN (1955) a établi, d'après une étude de flexion effectuée sur un monocristal de Zinc, que, dans certains cas, les dislocations ne se répartissent pas au hasard au cours de la déformation. Elles se regroupent à l'intérieur du cristal, en parois plus stables, perpendiculaires à leur plan de glissement, qui séparent des blocs légèrement désorientés les uns par rapport aux autres. Ce mécanisme de polygonisation paraît pouvoir rendre compte de l'extinction roulante de certains macrocristaux isolés dans une pâte microcristalline (fig. V-1).

5. — *Conclusion*

Il ressort, de l'étude qui vient d'être faite, que le mécanisme intime des glissements intracristallins, se produisant dans un agrégat, est analogue à celui qui a été décrit pour le cristal unique (cf. chap. II).

Si l'on compare, isolément, un cristal de l'agrégat avec un monocristal isolé de même forme et de même orientation, c'est-à-dire si l'on fait abstraction des effets de joint intergranulaire, le degré de déformation par glissement de l'un et de l'autre sera fonction du nombre d'obstacles internes susceptibles de bloquer les dislocations.

c) *Analyse expérimentale du jeu respectif des glissements intergranulaire et intracristallin*

La texture actuelle de certaines roches calcaires ayant subi une déformation plastique, paraît donc résulter du jeu de glissements intergranulaires et intracristallins. Nous avons vu que, le développement de l'un et l'autre type de glissement, est susceptible d'être affecté par les conditions dans lesquelles s'effectue la déformation.

Le problème se pose, cependant, de connaître le rôle respectif de ces deux mécanismes au cours de la déformation d'un agrégat soumis à une contrainte.

E. B. KNOPF et E. INGERSON (1938), considérant un matériel polycristallin, posent un certain nombre d'hypothèses relatives à la mise en œuvre des différents mécanismes possibles. Ils estiment que, pour une contrainte de direction donnée, certains grains se trouveront orientés dans une position telle qu'ils pourront glisser aussitôt. D'autres, moins favorablement orientés, resteront dans un état de tension ou se déplaceront, par rotation externe, jusqu'à ce qu'ils parviennent dans une position permettant le glissement. La plus ou moins grande facilité avec laquelle ces glissements s'effectuent est fonction de l'intensité de la contrainte.

F. J. TURNER, D. T. GRIGGS, R. H. CLARK et R. H. DIXON (1956) ont tenté de reconstituer le comportement des grains d'une éprouvette de marbre de Yule soumise à une déformation expérimentale.

Ils ont adopté, au départ, trois hypothèses de travail.

1. — La déformation s'effectue de façon approximativement uniforme.

2. — Dans un grain, la déformation peut se faire par maclage sur {01.2} et par translation sur {10.1} dans le sens opposé. La plus forte contrainte de cisaillement détermine lequel des systèmes de glissement {01.2} et {10.1} prédominera.

3. — Le glissement par maclage sur $\{01.2\}$ se produira, préférentiellement à la translation sur $\{10.1\}$, partout où la composante de la contrainte de cisaillement, pour un système $\{01.2\}$, excèdera, dans le sens convenable, une valeur limite.

Si l'on admet ces hypothèses, la réorientation des grains doit se faire, en partie par maclage et en partie par rotation externe du grain, dans le sens opposé à celui du maclage ou du glissement par translation. Cette rotation peut être décrite comme une migration de l'axe de la force appliquée par rapport au réseau cristallin. En conséquence, les valeurs de la contrainte de cisaillement sur les systèmes de glissement potentiel à l'intérieur du grain changent continuellement et, de cette façon, plusieurs systèmes de glissement peuvent entrer successivement en action (F. J. TURNER, J. VERHOOGEN, 1960, p. 616). Ce mécanisme a pour effet d'amener, progressivement, le plan de glissement actif à faire un angle de 90° avec l'axe de compression ou un angle nul avec l'axe d'extension. A ce moment, le cristal se trouve dans sa position d'équilibre et les effets de rotation s'annulent.

En vue de vérifier ces hypothèses F. J. TURNER et ses collaborateurs (1956) les ont prises comme base pour reconstituer le comportement de grains différemment orientés par rapport à une contrainte. Ils ont comparé le résultat ainsi obtenu avec celui donné par des éprouvettes effectivement déformées au laboratoire et ont constaté qu'ils étaient en plein accord l'un avec l'autre.

d) *Synthèse des données relatives au mécanisme de déformation par glissement*

Il résulte de ces différentes études que, malgré la multiplicité des facteurs qui interviennent au cours de la déformation d'un matériel polycristallin, la déformation des cristaux se fait de façon approximativement uniforme par glissements intergranulaire et intracristallin.

Des analyses pétrographiques réalisées sur les échantillons déformés naturellement, il ressort que les maclages suivant les plans $\{01.2\}$ jouent un rôle déterminant dans le glissement intracristallin. Les déformations expérimentales ont montré que les translations sur $\{10.1\}$ interviennent également. L'existence de glissements suivant $\{02.1\}$ est vraisemblable.

Ces différents mécanismes ne jouent pas au hasard mais, les données convergentes de la déformation naturelle et de l'expérimentation, montrent qu'ils suivent une règle qui amène les axes optiques des cristaux à s'orienter dans une direction parallèle à celle de la contrainte principale la plus grande.

Dans un agrégat de cristaux, il est peu probable que tous les grains suivent cette règle. Il est seulement permis de poser, comme principe de base que, statistiquement, une forte proportion de cristaux tend à se placer dans une position conforme à cette règle.

B. — *Déformation et recristallisation*

La déformation, liée à une recristallisation, peut être définie comme un réarrangement moléculaire dû à l'intervention de solutions, d'une élévation de température ou d'une diffusion solide. Elle suppose donc que la roche primitive soit déformée dans des conditions particulières, l'importance relative de chacun des facteurs variant suivant le mécanisme de la recristallisation.

On sait que des traces liquides existent dans toutes les roches. En profondeur, les recherches de pétrole ont montré que les fluides souterrains pouvaient être soumis à une pression bien supérieure à celle correspondant à leur équilibre hydrostatique (J. GOGUEL, 1959).

Ce facteur peut intervenir dans les modifications apportées aux roches calcaires par une recristallisation s'effectuant suivant le principe de RIECKE, décrit pour le cristal unique de calcite (cf. p. 22).

Des réactions plus importantes peuvent se produire entre la masse cristalline et des fluides jouant le rôle de catalyseur, dans les conditions de pression et température liées au métamorphisme. Pour qu'elles se déclenchent, il faut qu'il y ait rupture d'un certain état d'équilibre thermodynamique et, par suite, recherche d'un nouvel état d'équilibre.

Dans les roches calcaires, la formation de noyaux de recristallisation s'effectue à des températures relativement basses, même après une déformation faible (G. VOLL, 1960). Par suite, la recristallisation y joue un rôle important.

Cette recristallisation peut être idéalement considérée comme précédant, accompagnant ou suivant la déformation. Ainsi, B. SANDER (1930) étudie successivement les recristallisations antetectonique, paratectonique et post-tectonique.

Cette classification rigide ne correspond pas aux phénomènes de recristallisation tels qu'ils se présentent, réellement, dans la complexité de la nature. Cependant, à cause de cette complexité même, elle sera adoptée, au cours de ce travail, comme méthode d'analyse du phénomène.

1) Recristallisation antetectonique

a) *Caractère*. — Il est difficile de définir et de situer, de façon précise, la recristallisation d'une roche antérieure à toute déformation. En effet, « on peut supposer qu'une recristallisation, étroitement liée à la structure primitive de la roche s'est accomplie dès avant sa lithification totale et que cette dernière l'a en quelque sorte achevée ». (N. M. STRAKHOV, 1957).

Par ailleurs, une recristallisation peut se produire en plusieurs étapes successives entre lesquelles peuvent, ou non, se trouver intercalées des phases de déformation.

b) *Mécanisme*. — Une expérience réalisée par D. T. GRIGGS, M. S. PATERSON, H. C. HEARD et F. J. TURNER (1960) a montré qu'un calcaire de Solenhofen est susceptible de recristalliser lorsqu'il est soumis à une température de 800° C. Dans ce cas entre nécessairement en jeu une dissociation de la calcite.

Pour des températures inférieures, l'énergie de surface des cristaux est susceptible de suffire pour déclencher leur croissance.

c) *Critères*. — Il résulte des observations au microscope, réalisées sur des échantillons déformés naturellement et sur des éprouvettes déformées expérimentalement, par mise en jeu des mécanismes de glissement, qu'une déformation, postérieure à la recristallisation, est caractérisée par les critères suivants : les cristaux ont un aspect nuageux et présentent une extinction roulante et une granulation marginale; les lamelles de macleage et de clivage sont bien développées et peuvent être courbées et tordues.

2) Recristallisation paratectonique (syntectonique)

D. GRIGGS (1940) fait état de l'intervention prédominante des mouvements intergranulaires au cours de la déformation liée à la recristallisation.

J. GOCUEL (1952) mentionne, cependant, l'insuffisance d'une conception strictement mécanique de la déformation et souligne l'importance du rôle joué par le principe de RIECKE dans la déformation plastique des roches (cf. p. 22).

Par ailleurs, D. T. GRIGGS, F. J. TURNER et H. C. HEARD (1960) décrivent une recristallisation s'effectuant, non par croissance des grains préexistants, mais par une recristallisation au sens propre, des cristaux primitifs qui peut, par exemple, entraîner un déplacement des joints de macle des cristaux.

a Mécanisme

1. — Analyse du mécanisme de dissolution et recristallisation

W. B. KAMB (1959) a effectué une analyse thermodynamique du comportement des cristaux d'un agrégat soumis à une pression qu'il explique de la façon suivante : lorsqu'un agrégat de cristaux est soumis à une contrainte uniaxiale, il se produit une déformation élastique des cristaux d'où résulte une variation de leur énergie libre. Comme les cristaux de calcite sont anisotropes, l'énergie libre résultante varie avec l'orientation du cristal par rapport à l'axe de la contrainte. Par suite, les cristaux de l'agrégat répondent à une pression par une dissolution ou une recristallisation qui sont fonction de l'intensité de cette énergie. Ce mécanisme est susceptible de jouer en présence d'un liquide intergranulaire mais il peut se produire également, en l'absence de liquide, par migration d'ions dans le solide.

Dans le cas où les cristaux se trouvent en présence d'un liquide, il y a dissolution ou croissance suivant la valeur du potentiel chimique de l'interface normale à la pression la plus grande. Les cristaux qui survivent ou croissent sont ceux pour lesquels le potentiel chimique nécessaire pour que l'équilibre s'établisse dans le plan de l'interface est minimum. Dans la calcite, l'axe le plus faible étant l'axe optique, les cristaux sont stables lorsque leur axe est parallèle à la pression maxima. Une compression a donc tendance à produire une accumulation des axes optiques parallèlement à la direction de la contrainte principale la plus grande.

Cependant, G. J. F. MAC DONALD (1957) et W. B. KAMB (1959) soulignent que les variations de potentiel chimique sont relativement faibles (de l'ordre de calories par molécules) pour des changements de pressions élevées. Par suite, des temps très longs sont nécessaires pour que des modifications notables soient apportées à la structure de la roche.

En l'absence de liquides, ce mécanisme peut entrer en jeu par migration d'ions dans le solide, un cristal se développant aux dépens du cristal voisin.

2. — Analyse du mécanisme de recristallisation des cristaux primitifs

Dans les cylindres de marbre de Yale fortement déformés par extension à des températures de 500 à 800° C. D. T. GRIGGS, F. J. TURNER et H. C. HEARD (1960) ont observé deux types de recristallisation.

1° Une recristallisation intra-cristalline, se produisant à partir d'un à trois noyaux de cristalli-

sation situés dans le cristal hôte. Les cristaux nouveaux occupent seulement une partie du cristal ancien. Leur axe optique fait, avec celui du grain hôte, un angle de 25 à 35° et est orienté à $80-90^\circ$ de l'axe d'extension du cylindre.

2° Une recrystallisation intergranulaire, prenant naissance à partir de noyaux de cristallisation situés le long des grains primaires fortement allongés. L'orientation des axes optiques de ces néocristaux est la même que celle des cristaux formés par recrystallisation intracristalline.

L'observation des cristaux ainsi obtenus a conduit D.T. GRIGGS et ses collaborateurs à penser que cette recrystallisation était du même type que celle qui se produit dans la nature au cours de la marmorisation.

b) *Influence de la structure de la roche sur la recrystallisation*

La recrystallisation est contrôlée par la préexistence de structures à l'intérieur de la roche et par l'orientation des cristaux.

Influence des structures dimensionnelles : En présence d'un litage, d'une schistosité ou de toute autre structure, la croissance des cristaux peut se conformer à l'anisotropie préexistante. On peut alors parler de cristaux mimétiques (E. B. KNOFF et E. INGERSON, 1938).

— *Influence de l'orientation des cristaux :* La recrystallisation n'est pas, en elle-même, un facteur de réorientation du réseau cristallin par rapport à la direction de la contrainte.

Cependant, quel que soit le mécanisme de recrystallisation, les cristaux de calcite étant anisotropes, leur réaction à la contrainte est fonction de leur orientation cristallographique par rapport à la direction de la pression (R. MOSEBACH, 1950-1951).

Les grains dont l'axe optique est proche de l'axe de contrainte maxima ont tendance à se développer aux dépens de ceux qui sont moins bien orientés.

c) *Influence des facteurs extérieurs à la roche*

La déformation, contemporaine de la recrystallisation, est liée aux conditions extérieures dans lesquelles s'exerce la pression. Cette influence est particulièrement nette dans le cas des roches soumises au métamorphisme c'est-à-dire des roches dont la recrystallisation est favorisée par l'intervention de fluides et une température élevée.

Ces différents facteurs ont également pour effet

de modifier les propriétés mécaniques de la roche qui, à la faveur de la recrystallisation, commence à se déformer pour des contraintes bien inférieures à sa limite d'élasticité. La roche apparaît ainsi comme un matériel plastique présentant même une apparence de fluidité, mais conservant à tout moment sa rigidité.

Une analyse du rôle respectif de ces différents facteurs peut être faite par l'intermédiaire des diverses déformations expérimentales qui ont été réalisées.

Influence du temps : la déformation expérimentale du marbre de Yule, réalisée par D. GRIGGS et ses collaborateurs (1953), a établi que la recrystallisation est favorisée par une déformation lente.

— *Influence de la température :* les expériences effectuées par D. GRIGGS et ses collaborateurs (1951 et 1953) ont montré que la recrystallisation est nulle à 150°C et comparable à celle des marbres naturels à 300°C . Les déformations qu'il a décrites, en 1960, ont précisé qu'il existe une température pour laquelle la recrystallisation est maxima. Si un marbre est déformé à 3 % par minute, cette température est de 600°C . Lorsque le taux de déformation s'abaisse, la recrystallisation maxima semble se produire à une température plus faible.

— *Influence des fluides :* nous avons vu que le principe de RIECKE suppose la présence d'un fluide imprégnant la roche mais, qu'en son absence, la déformation est susceptible de se produire par déplacement d'ions dans le solide. Dans le cas de la recrystallisation de cristaux préexistants, en dehors d'une expérience de D. GRIGGS rapportée par E. B. KNOFF (1949) dans laquelle l'intervention d'eau et de gaz carbonique provoque, à 150°C , un début de recrystallisation, aucune des expériences de recrystallisation citées n'a été affectée par la présence d'eau et de gaz carbonique.

d) *Effet de la recrystallisation syntectonique sur l'orientation des cristaux*

La comparaison d'échantillons de marbres naturels bien feuilletés et d'échantillons déformés au laboratoire, avait conduit F.J. TURNER (1953) à penser que l'orientation préférentielle des axes optiques, liée à la déformation, est moins marquée lorsque la déformation est accompagnée d'une recrystallisation que lorsqu'elle se fait uniquement par l'intervention du mécanisme de glissement.

Les expériences qu'il a réalisées depuis, en collaboration avec D.T. GRIGGS et H.C. HEARD (1960), ont montré que les grains recrystallisés présentent, en fait, une orientation marquée de leurs axes

optiques dans une direction parallèle à l'axe de la contrainte principale la plus grande.

e) *Critères de la recristallisation syntectonique*

Une interprétation des microstructures de marbres naturels a été tentée par F.J. TURNER (1952). Il estime que les marbres, formés par recristallisation contemporaine de la déformation, sont caractérisés par des grains clairs, lenticulaires ou arrondis, dont la surface est régulière et quelquefois même plane. Ces grains sont dépourvus d'effet cataclastique. Ils possèdent seulement quelques lamelles de maclage {01.2} largement espacées.

3) Recristallisation post-tectonique

M. J. BUERGER (1930) semble avoir été le premier à suggérer que la recristallisation par élévation de température pouvait être importante au cours du métamorphisme. En collaboration avec E. WASHKEN (1947), il a mis en évidence ce phénomène dans les minéraux naturels et a montré qu'il existe une température critique, variable suivant les minéraux, au-dessus de laquelle la recristallisation peut se produire.

L'analogie du comportement des agrégats de cristaux de calcite, déformés à des températures de quelques centaines de degrés et sous des pressions de plusieurs milliers d'atmosphères, avec celui des métaux, permet de penser qu'ils sont régis par les mêmes mécanismes. Nous adopterons donc la terminologie des métallurgistes et étudierons successivement la polygonisation et la recristallisation.

a) *La polygonisation*

Nous avons vu (cf. p. 38) que la déformation des roches calcaires entraîne une multiplication et un empilement des dislocations, qui a pour résultat un durcissement de l'échantillon, lié à l'augmentation de l'énergie libre de chacun des cristaux.

Lorsque la contrainte cesse d'être appliquée, il peut se produire une relaxation progressive des tensions ainsi emmagasinées mais, à la température ambiante, cette relaxation est faible ou nulle.

A des températures plus élevées, certaines dislocations peuvent être éliminées mais elles ne disparaissent jamais complètement (J. FRIEDEL, 1956, p. 136). Sous l'influence d'un traitement thermique prolongé d'intensité inférieure à 500° C, celles qui demeurent tendent à s'organiser pour former un réseau à trois dimensions de sous-joints de faible

énergie, généralement orientés perpendiculairement aux plans de glissement précédemment actifs. Ce réseau, qui peut être assez stable, donne naissance à une structure en mosaïque constituée par des blocs non déformés d'orientation cristallographique légèrement différente.

Cette polygonisation a donc pour résultat une diminution de l'énergie libre des cristaux, qui se traduit par la disparition des élargissements de raies DEBYE-SCHERRER provoqués par la distorsion du réseau (cf. chap. XII). Certaines images de surfaces de cristaux de calcite corrodés que j'ai observées au microscope électronique paraissent correspondre à une telle polygonisation.

Pour de faibles déformations, la polygonisation peut libérer les tensions emmagasinées dans les cristaux sans qu'il se produise de recristallisation.

b) *La recristallisation*

1. — *Analyse du mécanisme*

A des températures plus élevées, que D.T. GRIGGS, M. S. PATERSON, H. C. HEARD et F.J. TURNER (1960) placent environ à mi-chemin entre le zéro absolu et le point de fusion c'est-à-dire vers 500° C, peut commencer la recristallisation proprement dite.

Cette recristallisation, comme la recristallisation syntectonique, suppose la création de noyaux à partir desquels se développent les nouveaux cristaux. La création de tels noyaux demande une énergie élevée. Par suite, la recristallisation paraît se développer de préférence à partir de certains éléments de la matrice, appartenant probablement aux zones les plus déformées qui polygoniseraient le plus vite. P.A. BECK (1949, 1952) et C.S. SMITH (1952) considèrent, en effet, que, dans les métaux, les sous-grains de polygonisation, riches en défauts, peuvent jouer le rôle de noyau de recristallisation.

Cette régénération des cristaux, conduisant à un accroissement de la taille des grains, suppose un déplacement des joints de grains et, par suite, un empilement des grains les uns sur les autres. Ce déplacement est freiné par les impuretés de sorte que la recristallisation s'effectue d'autant moins facilement que la proportion d'impuretés dans la roche est plus grande. N.M. STRAKHOV (1957) note en effet que les calcaires microgrenus et argileux ne recristallisent qu'avec difficulté.

Cette recristallisation a pour résultat de réduire progressivement la quantité totale d'énergie libre du système, en faisant disparaître la distorsion du réseau cristallin. D'après les études de N.M. JOHNSON et F. DANIELS (1961) il semble que cette libération d'énergie soit accompagnée d'une émission de photons (cf. p. 119).

2. — Influence de la structure de la roche

Nous avons vu que l'énergie de surface peut suffire, dans certains cas, pour déclencher la recristallisation (cf. p. 40) mais que celle-ci est favorisée par l'énergie emmagasinée à l'intérieur du réseau cristallin au cours de la déformation (cf. p. 42).

Dans le cas des minéraux, il semble que la recristallisation se produise, en premier lieu, dans les zones de plus grande déformation des cristaux et que la vitesse de recristallisation soit proportionnelle à l'énergie emmagasinée. D'après H.W. FAIRBAIRN (1949), plus l'intensité de la distorsion apportée au réseau par la déformation est grande, plus petits sont les grains recristallisés. Il est intéressant de rapprocher cette remarque de celle de J. LADURNER (1954) qui, étudiant un micropli de marbre, note que, dans le cœur du pli, c'est-à-dire dans la partie de la charnière ayant subi la compression la plus forte, les cristaux sont plus petits.

Comme la recristallisation syntectonique, la recristallisation post-tectonique est contrôlée par la préexistence, à l'intérieur de la roche, de structures dimensionnelles telles que les plans de glissement ou les surfaces de cisaillement. Elle est influencée, également, par l'orientation des cristaux, c'est-à-dire par la facilité plus ou moins grande avec laquelle ils peuvent grandir et par leur stabilité. Les cristaux non déformés et les gros cristaux étant les plus stables, ont tendance à se développer aux dépens des cristaux plus petits et des cristaux dont le réseau est perturbé.

La vitesse de migration des joints de grains est fonction du degré de désorientation des cristaux qu'ils séparent. Entre des grains de même orientation, les joints demeurent immobiles (P.A. BECK, P.R. SPERRY et H. HU, 1950).

3. — Influence des facteurs extérieurs à la roche

Différentes séries d'expériences ont été faites pour connaître les conditions dans lesquelles une roche calcaire est susceptible de recristalliser. Elles ont été décrites par D.T. GRIGGS, M.S. PATERSON, H.C. HEARD et F.J. TURNER (1960) qui ont réalisé, au laboratoire, des expériences de recristallisation permettant de connaître le rôle joué par les différents facteurs intervenant :

— Influence du temps

G. VOLL (1960) note que, pour un degré de déformation donné et à température constante, la migration des joints de grains, en cours de recristallisation, est une fonction linéaire du temps. Ce fait n'a pas été observé par D. GRIGGS et ses collaborateurs (1960) au cours de leurs expériences. Lorsque l'équilibre est atteint, les grains résultants présentent une organisation analogue à celle des

tissus organiques, c'est-à-dire qu'au point de jonction de trois grains, les angles déterminés par leurs joints sont égaux à 120° ; au point de jonction de quatre grains ils sont égaux à $109^\circ 28'$. Les analyses statistiques de C.H. DRESCH (1919) et W.M. WILLIAMS et C.S. SMITH (1952) sur les métaux ont montré que la forme la plus commune des grains recristallisés est celle de pentagones irréguliers. Les angles d'équilibre sont atteints par courbure des joints intergranulaires. En pratique, les grains ayant plus de faces que leurs voisins ont des joints concaves et croissent, les grains ayant moins de faces que leurs voisins ont des joints convexes et tendent à disparaître. Lorsque les angles d'équilibre sont atteints, les joints reprennent progressivement une forme rectiligne. Un ralentissement du phénomène de recristallisation se produit au fur et à mesure de la diminution de la courbure de ces joints. La croissance des grains est généralement stoppée par la présence d'impuretés (G. VOLL, 1960).

— Influence de la pression

La recristallisation d'agréats de cristaux de calcite s'effectuant sous pression hydrostatique donne, en général, une structure granoblastique semblable à celle des roches métamorphiques qui sont considérées comme ayant recristallisé en l'absence de toute contrainte.

Lorsque la recristallisation se produit sous une pression non hydrostatique, elle peut, dans le cas des métaux, modifier l'orientation préexistante des cristaux par croissance sélective de grains d'une certaine orientation (P.A. BECK, P.R. SPERRY, H. HU, 1950).

Si la croissance des grains se poursuit après la déformation, la migration du joint de grain est rendue visible par l'absence de déformation de la partie périphérique du grain.

— Influence de la température

Ainsi que nous l'avons vu (cf. p. 41), la recristallisation commence lorsqu'un certain seuil de température est atteint. Au-dessus de cette température, on observe une augmentation progressive du degré et de la vitesse de recristallisation.

Cette température critique dépend de la différence d'énergie libre du matériau avant et après la recristallisation. Elle décroît lorsque la déformation initiale croît (D.T. GRIGGS, M.S. PATERSON, H.C. HEARD et F.J. TURNER, 1960).

Avec du marbre de Yule déformé à 20 % à la température ambiante, D.T. GRIGGS et ses collaborateurs (1960) ont observé un début de recristallisation à 500°C et une recristallisation complète à 800°C .

— Influence des fluides

A la notion de métamorphisme est souvent asso-

ciée l'idée d'une intervention de fluide. En pratique, si les fluides jouent un rôle dans le cas des transformations aboutissant à un changement de composition, M.J. BUEGER et E. WASHKEN (1947) ont montré qu'ils ne paraissent pas intervenir dans celui des roches monominérales.

Les expériences réalisées par D.T. GRIGGS et ses collaborateurs (1960) ont confirmé la possibilité d'intervention d'un mécanisme de recristallisation à sec des cristaux déformés.

4. — *Effet de la recristallisation post-tectonique sur l'orientation des cristaux*

Pour B. SANDER (1950), l'influence de l'orientation du grain parent sur le grain en cours de recristallisation n'est pas démontrée. En fait, dans beaucoup d'expériences, réalisées avec le marbre de Yule, des traces de l'orientation préférentielle héritée du matériau originel demeurent (D.T. GRIGGS, M.J. PATERSON, H.C. HEARD et F.J. TURNER, 1960). Les nouveaux cristaux ont tendance à se développer avec des orientations voisines de celles des cristaux primitifs.

Dans d'autres cas cependant, il n'existe pas de rapports entre l'orientation des grains recristallisés et celle des grains primitifs. P.A. BECK, P.R. SPERRY, H. HU (1950) ont prouvé que la recristallisation d'un agrégat métallique, présentant une orientation préférentielle, pouvait engendrer des orientations préférentielles nouvelles par la croissance sélective de grains d'une orientation différente.

Par ailleurs, les expériences réalisées par D.T. GRIGGS et ses collaborateurs (1960) ont montré que, lorsqu'un marbre de Yule fortement déformé recristallise sous une pression hydrostatique, on obtient une structure granoblastique semblable à celle qui est considérée comme caractéristique des marbres ayant recristallisé sans l'intervention d'aucune contrainte.

5. — *Critères de la recristallisation post-tectonique*

Les structures, développées expérimentalement dans le marbre de Yule, ressemblent étroitement à celles observées dans les marbres naturels.

Elles apparaissent, en lames minces, comme une mosaïque régulière de cristaux de contours polygonaux. Les limites de ces cristaux sont souvent constituées par des lamelles {01.2} ou des surfaces de clivage {10.1}, qui ont joué le rôle de barrières au cours du développement des nouveaux grains.

Cette recristallisation post-tectonique est responsable des structures non orientées observées dans les marbres conservant, par ailleurs, des traces vi-

sibles de déformation (F.J. TURNER et J. VERHOOGEN, 1960, p. 619).

C. — *Conclusion*

Au cours de cette étude, les différents processus intervenant dans la déformation liée à une pression orogénique ont été analysés, séparément, en vue de connaître avec précision, les divers mécanismes susceptibles de jouer un rôle dans la déformation des roches calcaires.

Les résultats de cette synthèse des multiples observations réalisées sur des échantillons naturels et sur des échantillons déformés au laboratoire sont conformes au principe de B. SANDER (1930) suivant lequel le cristal ne réagit pas au hasard à une contrainte.

En effet, dans le cas d'une déformation par glissement comme dans celui d'une déformation accompagnée d'une recristallisation, les cristaux ont tendance, en accord avec les théories thermodynamiques de la déformation, à se placer de façon telle que leur axe optique soit parallèle à la direction de contrainte principale la plus grande.

Cette méthode d'analyse, utile comme instrument de travail, est cependant plus rigide que n'est le phénomène de déformation dans la nature, où ces divers mécanismes ne fonctionnent pas indépendamment les uns des autres. Ainsi, au cours de la recristallisation syntectonique, peuvent intervenir des glissements intergranulaires et intracristallins. Entre les mécanismes de recristallisation antetectonique, syntectonique et post-tectonique n'existent d'ailleurs pas de véritables cloisons : la recristallisation peut, par exemple, commencer pendant la déformation mais se poursuivre au-delà du temps d'application de la contrainte.

Il y a donc une interpénétration des différents mécanismes possibles de déformation.

II. — *Facteurs intervenant dans la déformation naturelle*

La plupart des données précises sur les mécanismes de déformation sont dues à l'expérimentation.

Les conditions diverses dans lesquelles ont été réalisées ces déformations, ont permis de connaître l'influence des différents facteurs susceptibles d'intervenir au cours de la déformation.

Avant de tenter un essai de reconstitution du

phénomène naturel, le problème se pose donc de savoir dans quelle mesure ces données expérimentales sont valables et peuvent être appliquées à la déformation naturelle.

A. — *Limites d'application des données expérimentales à la déformation naturelle*

1. — Critique de la déformation expérimentale

a) J. GOGUEL (1952) note que l'isotropie primitive de la roche, sur laquelle est fondée la théorie de la déformation, n'a pas été suffisamment discutée.

b) Les expériences de déformation se font sur des cylindres soumis à trois contraintes principales de direction déterminée. J. GOGUEL (1952) souligne la possibilité de variation des directions des contraintes principales au cours des temps géologiques et l'éventuelle superposition des déformations élémentaires successives.

c) Les conditions dans lesquelles s'effectue la déformation expérimentale sont très différentes de celles dans lesquelles s'est produite la déformation naturelle : le facteur temps, en particulier, a dû jouer un rôle considérable et une déformation, se produisant à l'échelle des temps géologiques, a pu faire intervenir des mécanismes très différents de ceux mis en jeu par la déformation rapide. Par ailleurs, il est possible qu'elle se soit effectuée pour des pressions inférieures à celles qui sont utilisées dans les expériences. Enfin, la déformation d'une éprouvette de 2 cm paraît difficilement assimilable à celle d'un massif de montagnes.

d) Dans un autre domaine, J. GOGUEL (1956-57) fait une remarque relative aux difficultés de calcul de l'énergie mise en jeu au cours de la déformation. Il signale, en effet, qu'il n'est pas possible de connaître la valeur réelle du seuil de plasticité des roches dont on peut seulement calculer les limites inférieure et supérieure.

2. — Limites de validité de ces critiques

a) D'après les différentes mesures d'orientation d'axes optiques que j'ai réalisées sur divers échantillons n'ayant pas subi de fortes contraintes, il semble qu'en l'absence de toute déformation, les grains d'un agrégat ne présentent aucune orientation cristallographique préférentielle.

b) Il est incontestable que les contraintes s'exerçant dans la nature, sont infiniment plus complexes que celles qui sont régies, dans l'appareil, par le

jeu des pistons. Cependant, tout système de forces admet une résultante qui ne peut être active que dans la mesure où son intensité dépasse le seuil de plasticité de la roche. Au cours des temps géologiques, il est possible que, pour un même massif, cette résultante n'ait pas toujours eu la même orientation mais, dans le cas des marbres déformés plastiquement, ces fluctuations sont difficiles à déceler. Dans la plupart des cas, l'orientation des cristaux semble correspondre à la direction de la dernière contrainte importante subie par la roche.

c) Il est certain que les différences d'échelles, existant entre la déformation naturelle et la déformation expérimentale, laissent de grandes possibilités de variations dans le mécanisme de la déformation. Néanmoins, au stade final, l'orientation préférentielle liée à l'orientation de la contrainte est une confirmation de la règle proposée par B. SANDER (1930) par la seule observation naturelle. D'autre part, l'identité de structure entre l'échantillon déformé naturellement et celui déformé artificiellement prouve que les mécanismes de glissement, rotation et recristallisation des grains liés à la déformation expérimentale, sont des mécanismes possibles de réorientation des cristaux dans la nature.

3. — Conclusion

En définitive, la déformation expérimentale semble pouvoir être conservée, comme instrument de recherche, dans la mesure où l'on ne dépasse pas ses limites possibles d'application.

Il n'est pas évident, en particulier, que les résultats des expériences réalisées sur le marbre de Yule et sur le calcaire lithographique de Solenhofen soient directement applicables à tous les marbres et à tous les calcaires lithographiques, ainsi que l'ont suggéré J. HANDIN et V.R. HAGER jr. (1958).

B. — *Essai de reconstitution du mécanisme de déformation naturelle*

1. — Différents types de déformation naturelle

Un banc de roches calcaires, soumis à un champ de contraintes, peut, suivant la nature de ces contraintes, leur intensité et la façon dont elles s'exercent, se briser ou se déformer plastiquement.

La rupture se manifeste, soit par des failles, des diaclases ou des fissures, soit par un écrasement complet de la roche, produisant une texture cataclastique.

On dit qu'une roche se déforme plastiquement lorsqu'elle se déforme de façon permanente, sans que soit altérée la continuité des éléments qui la composent.

Les différents mécanismes qui viennent d'être analysés et qui entraînent des modifications importantes dans l'organisation de l'agrégat de cristaux de calcite interviennent dans le cadre de la déformation plastique mais n'entrent en jeu que pour des pressions élevées.

Pour des pressions plus faibles, deux autres types de déformation peuvent intervenir.

a) *Déformation par compaction*

Les expériences de compression, réalisées par J. GOGUEL (1948), ont montré que certaines roches calcaires sont susceptibles de perdre une partie de leur volume sous l'action de pressions bien inférieures à celles qui correspondent à la limite de plasticité ou à la limite de rupture.

Les mêmes expériences ont montré que, seules les roches provenant de régions non déformées tectoniquement sont compressibles. Ce changement de volume s'explique par une élimination, par la pression, des pores de la roche, qui est accompagnée par une augmentation des surfaces de contact entre grains. Il a pour conséquence une diminution du volume d'eau interstitielle et, par suite, une modification des propriétés mécaniques de la roche.

La déformation par compaction a dû toujours précéder la déformation d'origine tectonique et ce sont deux phénomènes superposés que l'on observe donc actuellement.

b) *Déformation sous pression faible à nulle ou par gravité*

De nombreux cas de plaques de pierres calcaires déformées ont été signalés (A. GUEBHARD, 1881; A. WINSLOV, 1892; D.W. KESSLER, 1919; M.F. KALIN, 1927; J.A. KOVELMAN, 1937; P. GIDON, 1952). Ces déformations, perceptibles après un certain nombre d'années ou de siècles, s'effectuent sous des contraintes bien inférieures au seuil de rupture, à l'air libre, des roches.

D'après l'expérience des marbriers, elles paraissent pouvoir être souvent expliquées, soit par les alternances d'humidité et de sécheresse liées aux intempéries, soit par le propre poids de la roche. Dans ce dernier cas, il semble que le phénomène puisse être rapproché des exemples de plissement liés aux glissements par gravité connus dans le domaine géologique.

c) *Conclusion*

Il résulte de ceci que les effets de trois types de déformation plastique sont susceptibles de se superposer dans la nature. Les modifications physiques durables, apportées à une roche par la compaction ou par les déformations sous faible pression, sont mal connues. Les mesures que j'ai effectuées ont montré, cependant, qu'aucune des modifications, apportées aux cristaux par la déformation sous haute pression, ne s'observe dans les échantillons déformés sous faible pression.

Le présent travail est principalement consacré aux effets de la déformation sous pression élevée mais il reste bien entendu qu'elle inclut toujours les effets de la compaction et parfois ceux de la déformation sous faible pression ou par gravité. Par ailleurs, elle n'exclue pas l'intervention, au cours des temps géologiques, de phases de rupture se manifestant par la présence de veines remplies de calcite secondaire.

2. — La déformation sous haute pression dans la nature

A. HEIM (1878) a montré, le premier, comment une roche pouvait se déformer plastiquement lorsqu'elle était soumise, de toutes parts, à des pressions élevées. Dans la nature, ces pressions se rencontrent dans les couches profondes de l'écorce terrestre où peuvent régner, par ailleurs, des fluides et des températures supérieures à la température ambiante.

En abordant le problème des facteurs naturels ayant pu conditionner la déformation des roches, il apparaît essentiel de se placer dans le cadre de phénomènes naturels géologiques, c'est-à-dire de phénomènes variables dans le temps, ayant agi à l'échelle des temps géologiques.

Par ailleurs, il faut considérer que les massifs de roches n'exercent pas tous la même résistance à la déformation et cette résistance est susceptible de varier, entre le début et la fin de la déformation, suivant la plus ou moins grande compacité primitive de la roche. A l'intérieur d'un même massif, des hétérogénéités de structure peuvent exister, de sorte qu'il est possible que la déformation soit plus accentuée en certains points qu'en d'autres points.

Un essai de reconstitution des conditions de déformation naturelle, à partir des données expérimentales, ne peut donc être tenté que dans la mesure où l'on considère les conditions moyennes de déformation, pour une roche homogène, à un moment donné. Il doit envisager l'influence des fac-

teurs propres à la roche ainsi que celle des facteurs lui étant extérieurs.

a) Facteurs propres à la roche

1. — Influence de la taille des cristaux

Une grande partie des analyses du mécanisme de déformation a été faite sur le marbre de Yule et c'est pourquoi il a été choisi comme exemple au cours de ce travail. Beaucoup de roches calcaires, cependant, sont cryptocristallines ou microcristallines et le mécanisme de leur déformation est mal connu puisqu'ils sont difficiles à observer au microscope optique.

D'une façon générale, les joints séparant deux grains fortement désorientés offrent un obstacle à la propagation des dislocations. Par suite, les polycristaux doivent être d'autant plus résistants que leur grain est plus fin (W. BOAS, 1950).

En ce qui concerne le mécanisme de la déformation, d'après J. FRIEDEL (1956, p. 147), « les cristaux dont une dimension est inférieure à quelques microns semblent dépourvus de dislocations ».

Par ailleurs, A. LACROIX écrivait en 1909 : « dans les calcaires marmoréens ayant subi des actions dynamiques puissantes et dans ceux-là seulement, les grains de calcite présentent avec une extrême fréquence, la macle polysynthétique suivant b^1 (0112) ».

Cependant H.W. FAIRBAIRN (1949, p. 107) semble admettre la possibilité de déformation expérimentale, par maclage, du calcaire lithographique de Solenhofen.

En fait, dans les calcaires cryptocristallins que j'ai étudiés au microscope électronique, je n'ai observé qu'une seule macle, encore se trouvait-elle dans un cristal ayant de 15 à 20 μ de diamètre.

Il est possible, par suite, que, dans le cas des calcaires microcristallins, la déformation par glissement intergranulaire soit plus développée que dans celui des calcaires macrocristallins.

2. — Influence de l'orientation préexistante

Les expériences réalisées sur le marbre de Yule ont montré que la déformation se produisait plus ou moins facilement, suivant l'orientation des cristaux par rapport à la direction de la contrainte principale la plus grande (cf. p. 38). Il est incontestable qu'il en va de même dans le cas de la déformation naturelle.

Par ailleurs, nous avons vu que plusieurs déformations peuvent se superposer dans une roche. La multiplication et l'empilement, sur les obstacles, des dislocations, entraînant un durcissement des

cristaux, il est certain qu'une roche, qui subit pour la première fois une contrainte, y répond plus fidèlement que lorsqu'elle a déjà été soumise à de multiples compressions.

3. — Influence des impuretés

Les mécanismes de déformation qui ont été décrits, l'ont été pour un marbre pur. En fait, ainsi que nous l'avons vu, une grande partie des roches calcaires contient une assez forte proportion d'impuretés (cf. p. 30). A l'échelle du cristal, ces impuretés peuvent bloquer les dislocations et provoquer un durcissement précoce de l'échantillon (cf. p. 32). Elles peuvent aussi gêner les glissements intergranulaires (cf. p. 35). Une forte proportion d'impuretés, en particulier de minéraux phylliteux ou argileux peut, par contre, agir comme lubrifiant en séparant la roche en feuillets susceptibles de glisser facilement les uns sur les autres.

Dans le domaine de la recristallisation, N.M. STRAKHOV (1957) note que les calcaires microgrenus et argileux recristallisent difficilement. Dans les Alpes par exemple, où domine ce type de sédimentation, les calcaires bien recristallisés sont en effet rares. Ceci implique, dans ce type de terrain, une dominance de la déformation par glissement sur la déformation liée à la recristallisation.

b) Facteurs extérieurs à la roche

Dès les premières déformations expérimentales de roches calcaires, il est apparu évident que la pression seule ne suffit pas pour reproduire la déformation plastique telle qu'elle se présente dans la nature (D. GRIGGS, 1940).

Des différentes expériences réalisées peuvent être dégagés les points suivants :

1. — Rôle des fluides

Alors que la présence d'eau ne modifie pas le mécanisme de déformation de l'agrégat de cristaux de calcite, D. GRIGGS (1951) note que l'addition de 0,5 % d'eau à un marbre, en cours de déformation, diminue sa résistance de moitié.

Or, la plupart des roches sont, dans une certaine mesure, poreuses et leurs pores sont généralement remplis d'eau.

J. TALOBRE (1957) note que « l'influence de l'eau interstitielle, dont la pression peut être considérable, diminue les efforts aux contacts solides et facilite ainsi les glissements ». M.K. HUBBERT et W.W. RUBEY (1959) signalent que, d'après les observations faites dans les puits de pétrole forés en différents points du monde, la pression des fluides imprégnant la roche est très élevée dans les bassins

synclinaux et dans les domaines qui sont probablement soumis, de nos jours, à une compression d'origine tectonique. Ils en déduisent que, pendant les périodes d'orogénèse, la pression de l'eau contenue dans les sédiments devait être très élevée et faciliter ainsi la déformation des roches.

Il est par ailleurs certain que la déformation, liée au principe de RIECKE, est favorisée par la présence d'eau et de gaz carbonique.

Il faut mentionner, d'autre part, le rôle des inclusions fluides primaires et secondaires (G. DEICHA, 1955). Plus difficiles à observer dans les agrégats de cristaux de calcite que dans les monocristaux, il est probable, cependant, qu'elles interviennent au cours de la déformation d'origine tectonique (G. DEICHA, 1957).

2. — Rôle de la température

Un certain nombre d'expériences, réalisées à différentes températures, ont suggéré à F.J. TURNER (1953) qu'à une température égale ou inférieure à 300 °C, en l'absence de recristallisation appréciable, le mécanisme d'au moins certains types de déformations métamorphiques est probablement semblable à celui des expériences de laboratoire. D. GRIGGS, F.J. TURNER, I. BORG et J. SOSOKA (1953) ont observé, d'autre part, au cours d'expériences effectuées à 300 °C sur du marbre de Yule un développement de recristallisation synchrone de la déformation.

Par ailleurs, D.T. GRIGGS, F.J. TURNER et C. DURRELL (1954) notent qu'à 500 °C, la résistance du marbre de Yule et du calcaire de Solenhofen est environ moitié de celle qui existe à la température ambiante, la recristallisation ne semblant pas jouer un rôle dominant au cours de la déformation.

Cet abaissement de la résistance de la roche est la manifestation macroscopique de l'influence de la chaleur sur la mobilité des dislocations. En effet, une élévation de température a pour conséquence, d'une part, de faciliter le glissement des dislocations (R.E. KEITH et J.J. GILMAN, 1960), d'autre part, de leur permettre d'entraîner avec elles des nuages d'impuretés qui, à la température ambiante, auraient pu bloquer leur déplacement (J. FRIEDEL, 1960, p. 146).

Dans le cas de la déformation liée au métamorphisme, il est donc probable qu'une température minimum de l'ordre de 300 °C est intervenue. La déformation indépendante du métamorphisme a dû également être favorisée par une élévation de température. Si l'on admet que cette déformation s'est effectuée sous une charge minimum de 2 000 m à 2 500 m de sédiments (cf. paragraphe suivant), on peut attribuer à cette température une valeur intermédiaire entre 100 et 200 °C.

Il demeure bien entendu que ces valeurs donnent l'ordre de grandeur des limites inférieures possibles mais que la température réelle a pu être plus élevée.

3. — Rôle de la pression

Nous venons de voir que la présence de fluides et une élévation de température diminuent la résistance des roches calcaires à la déformation. Bien que la plupart des expériences de déformation aient été exécutées sous des pressions de 5 à 10 000 atmosphères, une déformation plastique aurait pu être obtenue pour des pressions bien moindres. En effet, pour F.J. TURNER (1948), il est vraisemblable que la croûte terrestre se déforme sous des contraintes de l'ordre de 1 000 kg/cm². Nous verrons, dans le chapitre suivant, que les déformations plastiques observées dans les Alpes, appartiennent à des niveaux ayant généralement subi des charges de 2 000 à 2 500 mètres de sédiments, ce qui équivaut à une pression hydrostatique inférieure à 1 000 atm.

J. GOGUEL (1956-57) estime que la déformation, liée à une recristallisation, nécessite des contraintes moins fortes que la déformation par glissement.

Dans le cadre du métamorphisme, des déformations ont pu se produire pour des pressions relativement très faibles.

4. — Influence du temps

F.D. ADAMS et J.T. NICHOLSON (1901) ont noté qu'une augmentation rapide de la charge facilite le mouvement intergranulaire alors qu'une augmentation très lente avantage le mécanisme de maclage.

D. GRIGGS et ses collaborateurs (1953) signalent, par ailleurs, qu'une faible vitesse de déformation favorise la recristallisation.

Cependant, ces indications, données par des expériences réalisées à l'échelle d'une vie humaine, sont difficilement intégrables à l'échelle des temps géologiques qui échappent à notre investigation. Ainsi, les différentes formes de recristallisation peuvent correspondre à des temps très variables, sur lesquels les expériences ne peuvent donner aucune indication.

c) Conclusion

Il résulte de ceci qu'au niveau du cristal, deux types principaux de déformation naturelle des roches calcaires peuvent être distingués.

1. — La déformation indépendante du métamorphisme dans laquelle peuvent intervenir les glis-

sements intergranulaires et intracrystallins ainsi qu'une recristallisation. Elle semble avoir pu se déclencher, en présence d'eau, sous une pression inférieure à 1 000 atm., s'établissant assez rapidement et à une température de 100 à 200 °C.

2. — La déformation liée au métamorphisme, principalement aux métamorphismes dynamique et thermique, dans laquelle ont pu intervenir les

mécanismes de glissement, de dissolution et de recristallisation. Ce type de déformation a pu débuter pour des contraintes d'assez faible intensité et se produire lentement, favorisant ainsi la recristallisation. Le seuil de cette recristallisation paraît être situé aux environs de 300 °C mais il est probable que des températures plus élevées ont été subies par certains calcaires.

TEXTURE ET STRUCTURE DES ROCHES CALCAIRES DÉFORMÉES

Au cours du précédent chapitre ont été examinés les mécanismes possibles de déformation du cristal de calcite intégré dans un agrégat.

Au niveau de l'échantillon, on ne perçoit de ces différents mécanismes agissant au niveau de l'atome, du plan réticulaire et du cristal, que l'effet statistique. Il se manifeste par une texture ou une structure, souvent visibles à l'œil nu, dans lesquels interviennent, en outre, des mécanismes de déformation affectant l'agrégat et absorbant une fraction de l'énergie fournie.

L'analyse de ces données pétrographiques ne peut être séparée des données de la tectonique qui permettent de reconstituer les phénomènes auxquels l'échantillon a pu être soumis depuis sa genèse.

Par suite, l'étude des caractères microscopiques de la déformation ne doit pas être séparée des données de la pétrographie et de la tectonique. C'est pourquoi, les différents échantillons qui, au cours de la deuxième partie de ce travail seront étudiés suivant des méthodes se plaçant au niveau du cristal, du plan réticulaire et de l'atome vont faire, à présent, l'objet d'une analyse pétrographique et tectonique.

I. — Caractères tectoniques et pétrographiques des échantillons étudiés par les méthodes physiques (1)

Pour la mise au point des différentes méthodes physiques, trois types d'échantillons ont été nécessaires (2), (3).

(1) Paragraphe de référence pouvant être passé en première lecture (suite p. 65).

(2) Les numéros (1), (2), (3) ... seront utilisés pour désigner les échantillons dans l'ensemble du texte. Pour les Alpes, ces numéros correspondent à ceux portés sur la carte hors-texte.

(3) Cf. bibliographie de géologie régionale p. 68.

Il était d'une part utile d'avoir plusieurs échantillons d'une même série stratigraphique ayant été soumis à des styles de déformation différents. Tel est le cas de la plupart des échantillons prélevés dans les Alpes. Ils seront présentés ici dans leur cadre tectonique.

D'autre part, il a été fait usage d'échantillons prélevés isolément, en divers points de l'Europe et qui présentaient, par leur texture, leur structure, leur mode de cristallisation ou leur composition chimique, des propriétés intéressantes.

Enfin, dans une technique telle que la Thermoluminescence, dont toutes les propriétés ne sont pas encore bien établies, j'ai utilisé quelques précipités artificiels.

Les caractères pétrographiques des calcaires à grains fins seront décrits d'après les critères suivants proposés, en 1961, dans l'essai de nomenclature des roches sédimentaires réalisé par la Chambre Syndicale de la recherche et de la production du pétrole et du gaz naturel.

Calcaire	Diamètre des cristaux	Caractères
Cryptocristallin ...	16 μ	Texture invisible à la loupe.
Microcristallin	16-64 μ	Cristallinité difficilement discernable à la loupe.
Microgrenu	64-250 μ	Cristallinité discernable à la loupe.

A) Échantillons naturels

1) Alpes

a) Alpes Françaises

1. — ZONES BRIANÇONNAISE ET SUBBRIANÇONNAISE ALPINES (1-29)

Pour tous les échantillons prélevés dans les nappes briançonnaise et subbriançonnaise, on peut dé-

finir comme suit la succession des pressions subies :

1) passage relativement précoce (Eocène supérieur) de la nappe du flysch à Helminthoïdes qui représentait environ 1 000 à 2 000 m de sédiments;

2) mise en place, probablement à l'Oligocène inférieur ou moyen, des nappes briançonnaises.

Les échantillons étudiés, suivant les unités auxquelles ils appartiennent, c'est-à-dire en fonction de leur position dans l'édifice des nappes, ont été étirés sous des surcharges de sédiments variant de 500 à 2 000 m.

a) Série du marbre de Guillestre (Zone briançonnaise)

Sur les seuils du géanticlinal briançonnais, la base du Malm est représentée par un faciès de calcaire amygdalaire rougeâtre, connu sous le nom de marbre de Guillestre, dont une interprétation sédimentologique a été donnée par G. LUCAS (1955).

Cette roche, de couleur rouge lie de vin, est constituée par des amandes de calcaire, de couleur relativement claire, noyées dans un ciment plus foncé.

1°) Région de Guillestre (Hautes-Alpes)

1. — Carrières de Saint-Crépin et de Guillestre

Le marbre de Guillestre des carrières de Saint-Crépin et de Guillestre appartient à la nappe supérieure du Guil (nappe de Peyre-Haute) (J. DEBELMAS, 1955). Cette nappe a glissé sur sa semelle de gypse et cargneules du Trias et les terrains qui la composent ont probablement à leur tour glissé différemment les uns sur les autres. Malgré le voisinage de la grande « faille de la Durance » ou de failles secondaires comme celle qui traverse la carrière de Saint-Crépin, il ne semble pas que ce marbre de Guillestre ait pu subir des contraintes susceptibles de le déformer plastiquement.

a) Carrière de Saint-Crépin (1) (éch. comm. par M. LEMOINE)

L'échantillon étudié présente le faciès amygdalaire typique du marbre de Guillestre.

En lames minces, il apparaît constitué par des lentilles de calcaire cryptocristallin dans lequel sont noyés quelques cristaux plus gros (environ 0,06 mm). Ces lentilles sont entourées par un film brun argileux, d'aspect analogue à celui des stylolites. Le ciment les réunissant est sillonné par les mêmes films bruns qui lui donnent un aspect désordonné. Au sein de ce ciment cryptocristallin ont pris naissance quelques plus gros cristaux de calcite pouvant atteindre 0,2 mm et quelques rares cristaux de quartz.

b) Carrière de Guillestre (2)

Le faciès amygdalaire typique n'apparaît pas nettement dans les échantillons de couleur rose récochés dans la carrière de Guillestre.

Cependant, en lames minces, des joints bruns, plus ou moins transformés en joints stylolitiques mettent en évidence l'existence d'amandes reliées par un ciment. L'ensemble est constitué par un calcaire cryptocristallin auquel sont mêlés, par places, des débris fossilifères.

2. — Torrent de Garnier (Basse-Vallée du Guil, en amont de Guillestre)

Au voisinage du confluent du torrent de Garnier avec le Guil, les termes stratigraphiques de la nappe inférieure du Guil, intermédiaires entre Trias et marbres en plaquettes, ont été découverts par J. DEBELMAS (1959) dans la « fenêtre amont du Guil ». Ces niveaux se présentent comme une série de replis superposés, série elle-même courbée ultérieurement suivant une voûte anticlinale assez aigüe.

D'après les observations de J. DEBELMAS, il est probable que ces niveaux mésozoïques représenteraient la couverture du Trias de la « série inférieure » du Guil, dont ils auraient été décollés au moment de la mise en place des nappes, sous l'effet d'entraînement des nappes supérieures, puissantes de 1 000 à 1 500 mètres environ. Ces niveaux mésozoïques décollés se seraient ensuite repliés sur eux-mêmes dans une zone de moindre pression.

Il semblerait donc que ces niveaux aient pu subir — un effet de laminage sous l'action du glissement des nappes supérieures;

— un plissement postérieur à ce laminage.

Les échantillons étudiés ont été prélevés au bord de la route longeant le Guil, dans un affleurement de la retombée W de l'anticlinal dessiné par tous ces replis de détail.

a) Echantillon (3)

Cet échantillon se présente comme un calcaire blanc rosé parcouru de stries parallèles discontinues de couleur rouge lie de vin. Cet aspect est dû à un écrasement du faciès amygdalaire ayant conduit à un aplatissement des amandes parallèlement à la stratification.

En lame mince, cet échantillon cryptocristallin, de structure fluidale, apparaît séparé en feuillets par des chapelets de cristaux d'environ 0,02 mm de diamètre. Des cristaux plus gros dont certains atteignent 1 mm de diamètre, sont mêlés aux microcristaux. Quelques veines remplies de cristaux de calcite peuvent être observées.

Une étude détaillée des lames minces permet de reconstituer les étapes ayant amené le marbre de Guillestre à l'aspect qu'il présente au niveau du torrent de Garnier.

1. Genèse de l'agrégat cryptocristallin et apparition (simultanée ou postérieure) de macrocristaux;
2. Formation de veines remplies de cristaux de calcite;
3. Laminage de l'échantillon parallèlement à sa stratification et développement des chapelets de cristaux les soulignant. Ce laminage se manifeste par la structure fluidale de l'agrégat cryptocristallin et par une déformation des macrocristaux de calcite dont beaucoup présentent une extinction roulante (fig. V-1).

Ce laminage a pour conséquence :

— La formation, parallèlement au plan de glissement, de joints stylolitiques dont les stylolites sont peu développés. Ces joints sont soulignés par un film d'argile brune, résidu de la dissolution, cette dernière pouvant produire, localement, une interpénétration de l'agrégat microcristallin et des macrocristaux (fig. V-1). En certains points, il semble qu'un glissement se soit produit le long d'un joint rectiligne, entraînant un décalage dans les veines.

— La genèse, au voisinage des joints stylolitiques, de cristaux de calcite plus ou moins allongés parallèlement au plan de déformation et ayant donc dû se former sous l'influence d'une pression orientée.

4. Microplissement local ayant donné naissance à un repli en genou souligné par des cristaux à très forte extinction roulante.



FIGURE V-1

Marbre de Guillore laminé (3)

Cristal de calcite présentant, en lumière polarisée, une extinction roulante ($\times 36$)

2) Echantillon (4)

Cet échantillon diffère du précédent par une teinte blanc rosé plus uniforme. Ses caractères microscopiques sont très voisins de ceux de l'échantillon (3).

3. — La Lauze (5) (6) (Vallée du Guil, en aval de Bramousse)

L'affleurement de la carrière de la Lauze appartient à une unité briançonnaise dont les éléments ont subi un important glissement différentiel. Il correspond au flanc oriental étiré d'une écaille anticlinale du faisceau de Bramousse, écaille qui a subi, postérieurement à la mise en place des nappes, un rétrocharriage ou plus exactement un basculement vers l'Est.

Les échantillons étudiés présentent le faciès amygdalaire typique du marbre de Guillore.

En lames minces, on observe des stylolites qui se sont formés autour des amandes caractéristiques de ce faciès.

Le calcaire cryptocristallin de ces amandes présente, par places, une structure légèrement fluidale. Il est masqué, en

grande partie, par une recristallisation ayant donné naissance à des cristaux de 0,08 à 0,10 mm de diamètre moyen.

Cet échantillon paraît donc avoir été perturbé par une déformation mais moins orientée et moins forte que celle ayant affecté le marbre de Guillore au niveau du torrent de Garnier, ce qui est d'ailleurs conforme aux observations de terrain.

4. — Pont de Bramousse (7)

L'échantillon étudié a été prélevé à la sortie du pont de Bramousse, en rive gauche du Guil. L'affleurement correspond à un fond de synclinal très écrasé ayant donc pu subir un léger dynamométamorphisme. Il fait partie du faisceau des écailles de Bramousse, appartenant lui-même à la zone des écailles de Ceillac-Chiappera (M. GON, 1958), dont nous venons de dire qu'il montre un renversement ou un rétrocharriage vers l'Est, postérieur à la mise en place des nappes vers l'Ouest.

Macroscopiquement, ce marbre de Guillore est caractérisé par un faciès amygdalaire modifié : les amandes, dont les limites sont moins nettes que dans le faciès typique, conservent leur couleur rose alors que le ciment a une teinte verdâtre.

L'examen en lame mince montre que la recristallisation est ici plus complète que dans l'échantillon de La Lauze mais les cristaux sont, dans l'ensemble, plus petits (0,04 à 0,08 mm de diamètre). Ils présentent une extinction roulante. L'agrégat cryptocristallin primitif disparaît presque entièrement. Des traces en subsistent cependant au voisinage des joints stylolitiques.

Les analyses spectrographiques (cf. p. 31) montrent d'une part, que les oligo-éléments du marbre de Guillore de la zone non métamorphisée (1) et (4) sont représentés dans l'échantillon de Bramousse mais en des proportions beaucoup plus grandes. Elles montrent d'autre part, l'apparition d'éléments nouveaux. On peut donc en déduire l'intervention de minéralisateurs dans la région de Bramousse.

5. — Pointe de Rasis, (au S de la Chapelue) (8) (éch. comm. par M. LEMOINE)

La zone à laquelle appartient la pointe de Rasis a subi, comme les écailles précédentes, un rétrocharriage vers l'Est mais, dans l'ensemble, l'intensité de son décollement est faible. Elle a peut-être été recouverte par la nappe des schistes lustrés et fait déjà partie de la zone atteinte par le métamorphisme alpin.

L'échantillon, de couleur grise, présente une certaine schistosité malgré laquelle on peut encore reconnaître les amandes du faciès amygdalaire.

En lame mince, il apparaît formé d'un feutrage de cristaux de calcite allongés parallèlement à la schistosité (environ 0,35 mm $\times$ 0,08 mm). Certains ont une extinction rou-

lante. D'autres ont des teintes de polarisation non uniformes. Quelques traces du fond cryptocristallin primitif demeurent entre les macrocristaux. Des joints stylolitiques, perturbés par la recrystallisation, il subsiste quelques films bruns discontinus.

2°) Région de Briançon - Fort de l'Infernet (Hautes-Alpes)

L'affleurement de Malm du fort de l'Infernet fait partie des couches de l'éventail Briançonnais renversées vers l'Est. Ces couches, décollées, ont subi soit pendant, soit immédiatement après la mise en place des nappes, un étirement très caractéristique. Elles sont comparables, comme position tectonique, à celles de La Lauze mais ont subi un début de métamorphisme.

1) Echantillon (9) (éch. comm. par M. LEMOINE)

Cet échantillon présente le faciès amygdalaire typique mais un laminage intense lui donne une texture lenticulaire.

Sa structure, observée en lame mince, est voisine de celle de l'échantillon prélevé au voisinage du torrent de Garnier (3). On peut distinguer, en effet, un agrégat cryptocristallin de structure fluidale, formant le fond de la roche, un assez grand nombre de cristaux secondaires plus gros (0,04 mm environ) et quelques macrocristaux (0,10 mm). Cependant, la recrystallisation est plus développée et masque en certains points les joints stylolitiques.

En d'autres points par contre, les cristaux secondaires et en particulier les macrocristaux, sont visiblement entamés par la dissolution liée à la genèse des stylolites. Il y aurait donc deux temps de recrystallisation. Beaucoup de ces cristaux secondaires présentent une extinction roulante.

2) Echantillon (10) (éch. comm. par M. LEMOINE)

Au voisinage du faciès amygdalaire laminé de l'échantillon (9) se rencontre un faciès, également amygdalaire mais dont l'écrasement a été plus intense et accompagné ou suivi d'un microplissement donnant aux feuillettes de la roche une curieuse forme sinusoïdale (fig. V-2). Il est possible que ces

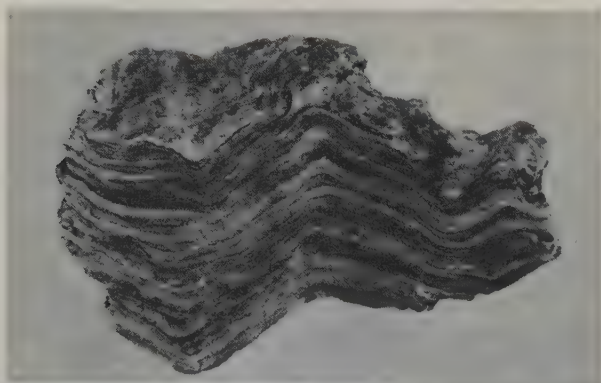


FIGURE V-2

Marbre de Guillore de l'Infernet (10) ($\times 0,7$)

zones, plus plissées, correspondent à une surcompression locale des sédiments s'étant exercée parallèlement à la schistosité.

En lame mince, cet échantillon présente les mêmes caractéristiques que l'échantillon (9), mais la recrystallisation est plus intense.

La structure fluidale est plus prononcée et passe à une structure cataclastique.

3°) Le Roure, zone d'Acceglio (Italie)

Le faciès marbre de Guillore se retrouve dans le liséré de calcaires métamorphiques constituant la couverture normale des bandes permo-werfénienues du Roure qu'il sépare des calcschistes piémontais (J. DEBELMAS et M. LEMOINE, 1957).

Cette zone d'Acceglio, étudiée par A. MICHARD (1959), se présente globalement comme un anticlinal renversé vers l'Est. Dans le détail, cependant, existent un écaillage violent et divers plis secondaires.

L'anticlinal apparaît, en demi-fenêtre, dans la nappe des schistes lustrés : postérieurement à la mise en place de la nappe se seraient produits, d'une part une surrection de l'anticlinal, son renversement vers l'Est et son écaillage, d'autre part le métamorphisme qui est donc d'âge alpin (F. ELLENBERGER, 1958).

Les échantillons étudiés se présentent comme un marbre de Guillore typique, à la fois laminé et recrystallisé. Les films bruns entourant les lentilles, vestiges du faciès amygdalaire, persistent malgré la recrystallisation.

Les analyses spectrographiques montrent que la proportion d'oligo-éléments est pratiquement la même dans la zone d'Acceglio que dans la région de Guillore.

Ces échantillons diffèrent les uns des autres par la taille et la forme moyenne de leurs cristaux.

1) Pied Ouest des dents de Maniglia

a) Echantillon (11) (éch. comm. par M. LEMOINE)

En lame mince, cet échantillon apparaît constitué par une mosaïque de cristaux dont beaucoup ont une forme allongée dans une direction parallèle à celle du laminage. Leur taille moyenne est de 0,30 mm $\times$ 0,10 mm.

Certains de ces cristaux sont maclés mais la plupart ne le sont pas et présentent une extinction roulante marquée, témoin d'une déformation postérieure à la recrystallisation.

b) Echantillon (12) (éch. comm. par M. LEMOINE)

Cet échantillon est formé de cristaux plus petits que le précédent (0,04 mm environ). Beaucoup de ces cristaux ont une forme allongée parallèlement au laminage qui donne à l'agrégat cristallin une structure fluidale. Ces cristaux présentent une extinction roulante.

2) Nord de Serrière de la Testeta

Echantillon (13)

(éch. comm. par M. LEMOINE)

Les cristaux de cet échantillon sont de taille intermédiaire entre celles des deux précédents (0,10 à 0,15 mm). Beaucoup ont une forme allongée parallèlement au plan de laminage. La plupart présentent une extinction roulante.

4°) Région de Barcelonnette : Roche Chevalière (Basses-Alpes) (14) (éch. comm. par Y. GUBLER)

Roche Chevalière est une klippe briançonnaise, emballée dans une digitation de la nappe de l'Ubaye, qui a été transportée, par gravité, sans qu'elle subisse d'effort tectonique postérieur à sa mise en place.

Cette klippe, décrite par Y. GUBLER (1953), est en partie constituée de calcaires grumeleux gris verdâtres, en tous points comparables au marbre de Guillestre.

Ces calcaires se sont déposés dans des conditions rappelant celles décrites par A. MICHARD dans la zone d'Acceglio, (Y. GUBLER, communication orale) mais ont été soumis, par le jeu des déformations tardives, à des efforts mécaniques différents.

L'échantillon étudié, de couleur brune, présente le faciès amygdalaire typique.

En lame mince, le calcaire cryptocristallin formant les nodules présente une structure homogène. Il est coupé par de nombreuses veines remplies de calcite secondaire.

b) Série des calcaires à zones siliceuses

1°) Zone briançonnaise

Alors que, sur les seuils du géanticlinal briançonnais se déposait du marbre de Guillestre, dans les sillons se formaient des dépôts de calcaires gris à zones siliceuses que l'on observe, intercalés entre Dogger et Crétacé supérieur et qui doivent donc correspondre au Malm-Néocomien.

1) Fenêtre amont du Guil (15)

Cet échantillon a été prélevé à 40 m environ au-dessus de la route longeant le cours du Guil, au voisinage de l'affleurement de marbre de Guillestre du Torrent de Garnier (cf. p. 52) et appartient, comme lui, à la nappe inférieure du Guil.

Ce calcaire à zones siliceuses, d'âge néocomien, forme la voûte du petit anticlinal décrit par J. DEBELMAS (1959) et a subi sensiblement les mêmes contraintes que le marbre de Guillestre (3).

De couleur grise, il se présente en plaquettes schisteuses de structure légèrement fluidale, coupées par quelques joints stylolitiques parallèles à la schistosité. Il est formé

d'un calcaire cryptocristallin auquel se trouvent mêlés des cristaux d'environ 0,02 mm de diamètre.

2) Réotier (16)

Les calcaires à zones siliceuses de Réotier appartiennent à la nappe de Champcella. D'après les études de J. DEBELMAS (1955), il s'agit là du front d'une nappe briançonnaise, qui est venue s'écraser contre la nappe du Flysch de l'Embrunais qui en moulait la retombée méridionale. Après cet écrasement et au cours de la phase de surrection mioplIOCène, la nappe a été encore affectée par une tectonique cassante (« faille de la Durance »).

L'échantillon étudié, assez massif, présente certains délits schisteux.

Une lame mince, taillée perpendiculairement à un passage schisteux montre que, dans le calcaire cryptocristallin, des bandes à structure fluidale orientées parallèlement à la schistosité, alternent avec des bandes de structure plus homogène.

2°) Zone Subbriançonnaise alpine

1) Fenêtre de l'Argentière (Hautes-Alpes)

Dans cette région, les calcaires à zones siliceuses sont représentés par une série de calcschistes assez bien lités, courbée en un anticlinal à noyau oxfordien. Ces calcschistes ont peut-être été charriés. Ils ont été recouverts par les nappes briançonnaises, c'est-à-dire qu'ils ont pu subir une charge de 1 000 à 1 500 mètres de sédiments. Une disposition anticlinale est le résultat d'une tectonique tardive, postérieure à la mise en place des nappes.

a) Amont de la Bessée, lieu-dit « Belvédère du Pelvoux » (17).

En amont de la Bessée, un des lacets de la route l'Argentière-Briançon se trouve creusé dans des calcaires à zones siliceuses présentant de nombreux replis. Ceux-ci, localisés sur la charnière de l'anticlinal de nappes, n'ont pu se produire qu'à la faveur d'une décompression et il est probable qu'ils se sont formés postérieurement à la mise en place des nappes, peut-être même après une certaine érosion de la couverture, donc sous une surcharge beaucoup plus faible.

Le rayon de courbure de ces microplis témoigne d'une plasticité intense ayant conduit à un laminage des flancs et à un gonflement relatif des charnières (fig. V-3).

Les lames minces permettent d'observer un agrégat microcristallin, relativement riche en quartz, présentant, dans les charnières, une structure homogène alors que, dans les flancs, s'observe une structure fluidale soulignée par des cristaux secondaires, de forme allongée (0,05 × 0,10 mm), orientés parallèlement aux flancs (fig. V-4).



FIGURE V-3

Belvédère du Pelvoux (17)

Lames minces effectuées dans les microplissements de calcaires à zones siliceuses ($\times 1$)

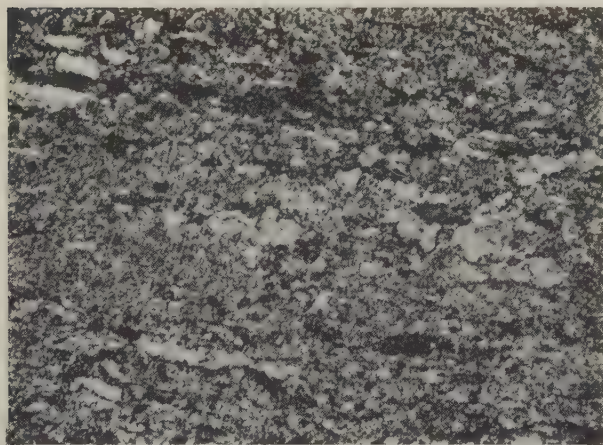


FIGURE V-4

Belvédère du Pelvoux (17)

Flanc du micropli b de la fig. V-3 ($\times 30$)

Les différents strates dont sont formés les microplis sont séparés par des films bruns ayant pu jouer le rôle de plans de glissement au cours du microplissement.

Parmi les veines de calcite secondaire observées, certaines sont décalées par ces joints auxquels elles sont donc antérieures, d'autres ne le sont pas.

b) Amont du Serre de la Bâtie (18)

Les échantillons de calcaires à zones siliceuses prélevés en ce point sont des calcaires gris à patine brune, relativement massifs, qu'une légère schistosité conduit à un délitage en plaquettes de 2 cm d'épaisseur moyenne. Différents replis ont été

observés au bord de la route l'Argentière-Ailefroide mais leur intensité est nettement plus faible que ceux des plis de la Bessée. Leur origine et leurs conditions tectoniques sont cependant identiques.

En lame mince, l'agrégat cryptocristallin apparaît divisé en feuillets par des joints stylolitiques parallèles à la schistosité. A l'intérieur de ces feuillets, des films bruns, ondulés et plus ou moins continus, semblent témoigner de la présence de zones de dissolution localisées suivant des plans de glissement. Des cristaux secondaires, de forme allongée parallèlement aux joints ($0,07 \times 0,1$ mm) masquent, en partie, le fond cryptocristallin qui paraît, cependant, présenter lui-même une structure légèrement fluidale.

2) Haute Vallouise — lieu-dit le Moutet, dans le vallon de Chambran, à une altitude d'environ 1 800 m (19)

L'affleurement de calcaire Jurassique supérieur du Moutet appartient à l'écaille inférieure des Claux (J. DEBELMAS, 1955, p. 91) qui se trouve à la base et au front des nappes internes subbriançonnaises et briançonnaises. Cette écaille subbriançonnaise a subi la charge de l'écaille supérieure des Claux et des deux nappes briançonnaises sus-jacentes, soit environ 2 000 m de sédiments.

Ce calcaire, de couleur grise, est assez massif et se débite en plaques de 4 à 5 cm d'épaisseur moyenne. En lame mince, il présente une structure cryptocristalline et quelques cristaux secondaires ($0,02 \times 0,05$ mm) allongés parallèlement à la schistosité.

Des veines de calcite, perpendiculaires à la schistosité, se trouvent décalées par des joints stylolitiques.

**3) Massif de Piolit (Hautes-Alpes)
Haut torrent du Devzet (20)**

Sur le versant sud du Massif de Piolit, s'observe un paquet d'écailles subbriançonnaises, coincées sous la nappe du Flysch à Helminthoïdes sous laquelle elles ont été entraînées et qui a donc subi une surcharge de 1 000 à 2 000 m de sédiments.

L'écoulement de cette nappe s'étant fait librement et, en grande partie par gravité, ces écailles n'ont pas subi d'effort tectonique important.

L'échantillon étudié, de couleur grise, paraît macroscopiquement assez massif. En lame mince, il est constitué par un agrégat cryptocristallin très fin, homogène, sillonné par un réseau de microfissures de directions diverses.

**c) Série des marbres en plaquettes
(Zone briançonnaise)**

On désigne sous le terme de «marbre en plaquettes», un ensemble de calcschistes gris correspondant à des dépôts calcaréo-marneux s'étant produits, au Crétacé supérieur et au Paléocène, par enfouissement lent et progressif des hauts fonds du géantoclinal briançonnais (M. LEMOINE, 1953).

Ces calcschistes, souvent satinés en surface, sont susceptibles d'une grande plasticité de sorte qu'on les rencontre fréquemment à l'état laminé ou microplissé.

1° Région de Guillestre (Hautes-Alpes)

1) Carrière de Saint-Crépin (21) (éch. comm. par J. DEBELMAS)

Le marbre en plaquettes de la carrière de Saint-Crépin, comme le marbre de Guillestre, fait partie de la nappe supérieure du Guil (cf. p. 52).

En lame mince, il apparaît constitué par un calcaire cryptocristallin de structure légèrement fluidale, masqué par places par une cristallisation secondaire. Cette structure fluidale suppose un début de déformation plastique qui a été renforcé par l'action de joints stylolitiques dont l'accumulation forme, par places, des bandes d'aspect feuilleté.

2) Basse-Vallée du Guil

Les marbres en plaquettes de la basse vallée du Guil appartiennent aux nappes supérieure et inférieure du Guil, plissées en un vaste anticlinal de nappes entaillé par le Guil (W. KILIAN, 1900; M. GIGNOUX et L. MORET, 1938).

Les échantillons étudiés, prélevés le long de la route établie sur la rive gauche du Guil, diffèrent sur de très faibles distances par leur degré de déformation et de recristallisation.

a) Entrée des Gorges du Guil (au-dessus de Guillestre, à la Table d'orientation).

Les marbres en plaquettes de cette zone font partie de la nappe supérieure du Guil qui a subi, comme seule surcharge, celle du Flysch à Helminthoïdes (1 000 à 2 000 m ?).

1) Echantillon (22)

Cet échantillon se présente comme une plaquette, épaisse d'environ 15 mm, dont une coupe fait apparaître des chevrons alternativement sombres et clairs.

En lame mince, on observe un agrégat cryptocristallin, ayant par places une structure fluidale, dont l'orientation varie dans le domaine de la lame et au sein duquel ont pris naissance des cristaux secondaires d'environ 0,05 mm. Beaucoup de ces cristaux ont une forme allongée parallèlement aux plans de glissement révélés par la structure fluidale.

Il semble que les chevrons observés correspondent à des strates, plus ou moins marneux, qui ont été plissés mais ont subi, par la suite, un laminage et une recristallisation telles que cette première courbure ne subsiste que par la différence de pigmentation des strates (fig. V-5).

2) Echantillon (23)

La plaquette étudiée a un aspect schisteux.

Une section de ce schiste, étudiée en lame mince au microscope, montre un agrégat cryptocristallin dans lequel

se sont formés un certain nombre de plus gros cristaux ($0,10 \times 0,03$ mm). Cet agrégat, de structure cataclastique, est divisé en une infinité de feuillets par une ramification de films bruns, analogues à ceux observés dans les joints stylolitiques.

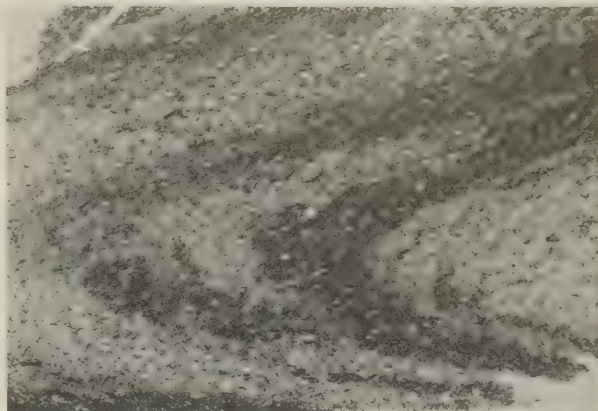


FIGURE V-5

Marbre en plaquettes, entrée des gorges du Guil (22)
(lumière naturelle) ($\times 5,5$)

b) Aval de la « Maison du Roi »

1) Echantillon (24)

Les marbres en plaquettes dans lesquels est creusée la route sont situés dans la retombée NE de l'anticlinal de nappes du Guil, et appartiennent à la nappe inférieure. La surcharge comprend donc la nappe supérieure (7 à 800 m) et celle du Flysch à Helminthoïdes (1 000 à 2 000 m ?).

Les échantillons étudiés, fortement laminés, se présentent comme des plaques schisteuses plus ou moins tordues ou courbées.

Ils sont formés d'un calcaire cryptocristallin auquel sont mêlés des cristaux secondaires plus gros. L'ensemble présente une structure fluidale prononcée, et est coupé par un certain nombre de joints stylolitiques.

2) Echantillon (25)

Cet échantillon, de couleur gris foncé, plus massif que le précédent, présente, en coupe, des microplissements sinusoïdaux de style semblable (fig. V-6) (voir par ex. J. GOGUEL, 1952, p. 32).

En lame mince, cet échantillon apparaît constitué par une matrice de structure fluidale divisée en feuillets par de nombreux joints stylolitiques, le tout épousant la forme sinusoïdale reconnue macroscopiquement.

Au sein de cette matrice cryptocristalline ont pris naissance des cristaux secondaires, de forme allongée ($0,10 \times 0,03$ mm), qui sont alignés parallèlement aux plans de glissement.

Quelques-uns des cristaux de quartz, noyés dans la pâte calcaire, présentent une extinction roulante.

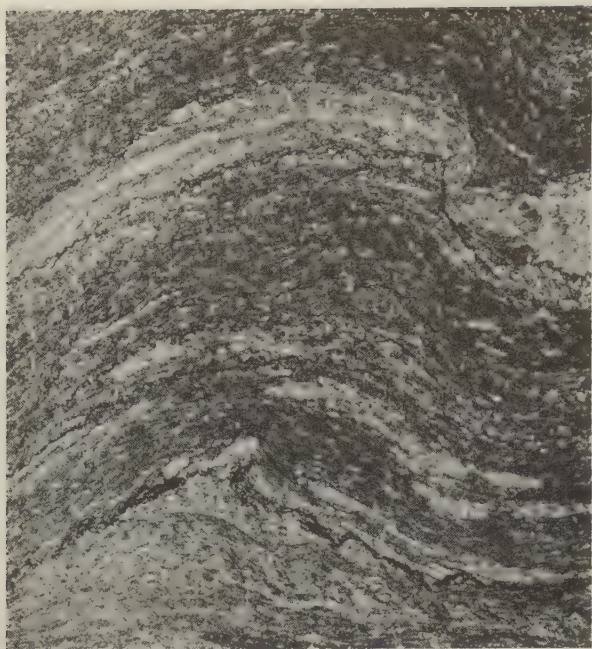


FIGURE V-6

Marbre en plaquettes. Vallée du Guil, en aval de la « Maison du Roi » (25) ($\times 7$)

2°) Le Roure - Zone d'Acceglio (Italie) (26)

Dans le liséré de calcaires métamorphiques de la zone du Roure (cf. p. 54), se retrouve le faciès marbre en plaquettes, transformé par le métamorphisme en calcschiste chloriteux finement feuilleté.

Au microscope, ce calcschiste apparaît formé par une mosaïque de cristaux de calcite de 0,2 à 0,5 mm de diamètre, souvent maclés et de forme très découpée, auxquels sont mêlés un assez grand nombre de cristaux de quartz. Les uns et les autres présentent fréquemment une extinction roulante. Des films bruns, souvent discontinus, parallèles à la schistosité, séparent cet agrégat cristallin en feuillets.

d) Lames sénoniennes-paléocènes de la zone subbriançonnaise

1°) Nappe de l'Ubaye : Région du Lac d'Allos (27), (28)

Dans le vallon de Méouilles, près du Lac d'Allos (Basses-Alpes), les couches sénoniennes de l'unité inférieure de la nappe de l'Ubaye forment des lames discontinues et étirées de calcaire gris, à patine brune, jalonnant le bord externe de la grande masse du Flysch (Y. GUBLER, 1952).

Ces lames verticales résultent du glissement de lambeaux de nappe sous la charge de conglomérats lutétiens et d'un flysch nummulitique. Ce glissement s'est effectué le long du flanc inverse, c'est-

à-dire du flanc occidental de l'anticlinal du Lausson, au cours du décollement de la couverture ultra-dauphinoise du massif d'Argentera.

Au cours de ce décollement, des glissements différentiels se sont produits dans ces lames, en particulier au contact des conglomérats lutétiens et y ont déterminé la formation de « *collapse structures* » observables sur la droite du chemin allant du Lac d'Allos au Col d'Allos.



FIGURE V-7

Lac d'Allos. Ecaille sénonienne-paléocène (27) (surface dressée) ($\times 1$)

L'un des échantillons (27) prélevés dans cette zone présente une curieuse texture cataclastique dans laquelle des fuseaux de pâte cryptocristalline primitive, non déformés, sont noyés dans un enchevêtrement de cristaux secondaires (fig. V-7).

Certains de ces cristaux ont une forme allongée parallèlement aux fuseaux. D'autres sont alignés en veines, également parallèles aux fuseaux et présentent une extinction roulante très marquée.

Par contre, les échantillons gris verts appartenant au même niveau et provenant des sondages effectués au lac d'Allos, c'est-à-dire dans la zone

n'ayant pas subi de tels glissements, ont une texture homogène (28).

En lames minces, ils apparaissent formés d'une matrice cryptocristalline, coupée par quelques veines de calcite, dans laquelle s'observent des cristaux de calcite secondaire et des débris de microorganismes.

2°) *Nord de l'Argentera : Cima Piconiera* (29)
(éch. comm. par Y. GUBLER)

Des lames sénoniennes-paléocènes, se rattachant à un complexe paléogéographique identique, se retrouvent à la Piconiera, au Nord de l'Argentera. Elles se présentent sous forme de calcaire gris, légèrement schisteux.

En lames minces apparaissent, dans la matrice cryptocristalline de ce calcaire, des organismes recristallisés. Cette matrice est coupée par un réseau de joints de glissement, soulignés par des cristaux secondaires. L'ensemble présente une structure fluidale marquée.

2. — ZONE ULTRADAUPHINOISE (30-34)

1°) *Sénonien du Lac d'Allos* (Basses-Alpes)

Dans le vallon de Méouilles, près du Lac d'Allos, les lames sénoniennes-paléocènes de la nappe de l'Ubaye, chevauchent directement un Sénonien autochtone formant le cœur, déversé vers l'Ouest de l'anticlinal du Lausson qui, nous l'avons vu (cf. p. 58), appartient à la couverture ultradauphinoise elle-même décollée.

Les échantillons étudiés ont été prélevés dans la masse de ce Sénonien et à son contact avec la nappe, sur la droite du chemin allant du Lac d'Allos au Col de la Cayolle par le vallon de Méouilles, l'échantillon (30) étant côté col et l'échantillon (31) côté lac.

a) *Echantillon (30)*

Le Sénonien autochtone éloigné du contact avec la nappe est représenté par un calcaire gris, massif, dont les couches, par places subhorizontales, ne paraissent pas avoir subi de déformation.

En lame mince, on observe un agrégat cryptocristallin extrêmement fin, coupé par quelques étroites veines de calcite.

b) *Echantillon (31)*

Les échantillons de Sénonien, prélevés près du contact autochtone-nappe, sont, à l'échelle macroscopique, morcelés par des cassures qui peuvent être attribuées à un écrasement local de la roche causé par le glissement de la nappe.

Ce calcaire est constitué par un agrégat cryptocristallin homogène, coupé par des veines de calcite et par quelques joints stylolitiques. Les cassures apparaissent remplies de calcite secondaire.

2°) *Replis Néocomiens de la Chaumie* (32-34)

Entre Allos et Colmars (Basses-Alpes), l'érosion due au Verdon a mis à jour, en amont de la Chaumie, sur le flanc ouest de l'anticlinal d'Allos, des replis affectant le Néocomien (fig. V-8). Ces replis correspondent à un glissement de couverture s'étant effectué au front de la nappe de l'Ubaye.



FIGURE V-8
La Chaumie (32-34). Replis Néocomiens

Les échantillons étudiés, de couleur grise, sont assez massifs. En lame mince, l'agrégat cryptocristallin, d'aspect homogène, est coupé par différents systèmes de veines se décalant les uns les autres.

Les échantillons appartenant aux flanc (32) et charnière (33) d'un micropli présentent des bandes de structure légèrement fluidale. L'échantillon prélevé dans un banc plus massif (34) a une structure plus homogène.

3. — ZONE SUBALPINE (35-42)

a) *Dévoluy* (35), (36)

Les échantillons qui ont fait l'objet d'une étude particulière appartiennent aux affleurements attribués au Tithonique sur la carte au 80 000^e (Die). Ce calcaire cryptocristallin, de couleur grise, renferme de nombreux microorganismes recristallisés.

Les différents plis et microplis, que l'on peut observer aujourd'hui, résultent d'une succession de phases tectoniques de faible intensité, ayant joué sous une charge d'environ 1 000 mètres de sédi-

ments (P. LORY, 1900-1901-1947; J. GOGUEL, 1947; J. MERCIER, 1958). Les principales sont la phase turonienne, qui a donné lieu à la formation de plis assez simples d'orientation sensiblement EW et la phase alpine, qui est responsable de la formation des microplissements de direction moyenne NS qui ont été étudiés aux environs de la Posterle et au Clot des Adrets (L. GLANCEAUD et M. d'ALBISSIN, 1958).

a) *Micropli de la Posterle (35)*

Ce micropli synclinal (20 cm $\times$ 10 cm) a été prélevé sur la terminaison périclinale nord-est du synclinal de Saint-Disdier-en-Dévoluy (Hautes-Alpes), dans un affleurement de Tithonique situé au lieu dit « les Traverses », au S de la Posterle (M. d'ALBISSIN, 1958). En ce point, l'interférence des phases alpine et turonienne a provoqué deux sortes de phénomènes. D'une part, un anticlinal d'orientation EW de la masse des calcaires tithoniques. D'autre part, à l'échelle du mètre, un gaufrage extrêmement curieux donnant des microplis dont les axes ont une direction moyenne N-S, donc une direction alpine.



FIGURE V-9

Micropli synclinal tithonique de la Posterle (35)
face dressée normale à l'axe du micropli ($\times 0,6$)

L'axe du micropli étudié, subhorizontal, avait comme direction N 25° E et était donc sensiblement parallèle à l'axe du grand synclinal de Saint-Disdier.

Une coupe, effectuée perpendiculairement à cet axe, montre trois strates, diversement déformés, séparés les uns des autres par un film brun isotrope (fig. V-9). Ces strates sont coupées par des fissures d'âge différent, remplies de calcite et par trois systèmes de joints stylolitiques se décalant mutuellement les uns les autres.

b) *Micropli du Clot des Adrets (36)*

Le micropli du Clot des Adrets, de taille et forme analogues à celui de la Posterle, appartient, comme celui-ci, à une zone de microplissement séparée de la première par la vallée de la Souloise.

L'axe de ce micropli synclinal était orienté sensiblement N 35° E. En lame mince, cet échantillon offre des caractères voisins de ceux du micropli de la Posterle mais présente moins de joints stylolitiques.

b) *Bochaïne (37-39)*

Dans la région du Bochaïne, l'existence de mouvements antésénoniens amortis s'étant produits sous une charge d'environ 500 m de sédiments, se manifeste par des lacunes et discordances. Les mouvements alpins ont engendré un glissement de couverture qui se traduit par des plis de direction EW se rattachant aux plis du Diois (M. GIGNOUX et L. MORET, 1938). Ces plis ont dû se produire sous une charge de 800 à 1 000 mètres de sédiments.

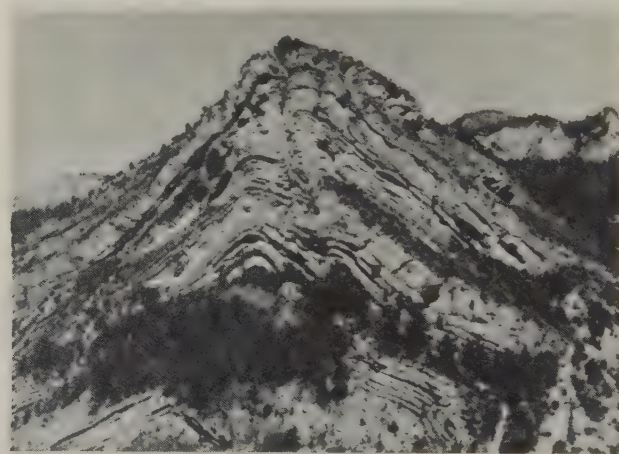


FIGURE V-10

Saint-Julien-en-Bochaïne, anticlinal tithonique
avec repli secondaire de la charnière (37-39)

Sur la route qui joint Lus-la-Croix-Haute à Saint-Julien-en-Bochaïne apparaît, à la sortie du synclinal crétacé de Lus-la-Croix-Haute un pli anticlinal tithonique, de direction EW, qui présente en son cœur un double repli dont les charnières sont bien marquées.

Ce calcaire a le faciès tithonique typique, c'est-à-dire qu'il est constitué par un agrégat cryptocristallin dans lequel se trouvent inclus quelques microorganismes recristallisés. Des veines de calcite, dont beaucoup sont parallèles entre elles, sillonnent ce calcaire.

Des échantillons ont été prélevés, d'une part dans les flancs (37) et la charnière de l'anticlinal, d'autre part dans les flanc (38) et charnière (39) d'un des replis secondaires du cœur de l'anticlinal (fig. V-10).

c) Baronnies (40-42)

Serres

Dans le talus de la route allant de Serres à Rosans, existent des contournements de bancs calcaires, emballés dans les marnes aptiennes (fig. V-11). Ces plis ont été décrits par J. GOCUEL (1944) qui les explique par une instabilité du fond de la fosse vocontienne au cours de la sédimentation, instabilité qui aurait favorisé le glissement de sédiments encore frais et plastiques donnant les plis que nous observons actuellement (« *slumping* »). Il ne s'agit donc pas d'une déformation tectonique effectuée sous pression.

Effectivement, en lame mince, ce calcaire apparaît formé d'un agrégat cryptocristallin homogène ne présentant pas de traces de déformation.



FIGURE V-11

Replis aptiens observés sur la route de Serres à Rosans (40-42)

Des échantillons ont été prélevés dans les flancs (40) et dans la charnière (41) de l'un de ces plis et dans un banc horizontal sous-jacent (42).

b) Alpes Suisses

Lochseitenkalk (43)

(éch. comm. par S. GUILLAUME)

La formation à laquelle est donné le nom de « Lochseitenkalk » est une lame de calcaire juras-

sique supérieur, située à la base des nappes Helvétiques dont elle constitue, en quelque sorte, la semelle tectonique (J. OBERHOLZER, 1933). Emmenée et traînée par la nappe, elle a subi des charges de sédiments de l'ordre de 2 000 mètres. Elle repose, à présent, tantôt sur une série jurassique crétacée ou tertiaire paraautochtone ou autochtone, tantôt sur différentes nappes helvétiques.

L'échantillon étudié a été prélevé sur le bord de la route, au lieu dit Unterbalm, situé sur le flanc occidental du « Klausenpass ». Il appartient à la base de la nappe de l'Axen, laquelle repose sur le subhelvétique de la nappe du Grisstock.

Cet échantillon, de couleur grise, a une texture cataclastique et est caractérisé par la juxtaposition de lentilles fusiformes, de couleur gris clair, ourlées de gris plus foncé, orientées parallèlement les unes aux autres et par la présence de stylolites (fig. V-15).

La matrice microcristalline originelle est, en partie, masquée par une recristallisation secondaire. Ces cristaux ont souvent une forme allongée parallèlement au litage et peuvent atteindre un millimètre de diamètre. Ils ont une extinction roulante et paraissent avoir une orientation optique préférentielle.

La masse, dans son ensemble, est coupée par des joints stylolitiques, assez rapprochés les uns des autres, dont les stylolites sont bien marqués. Ces joints sont orientés parallèlement au feuilletage (fig. V-12).

Plusieurs systèmes de veines, perpendiculaires au feuilletage, recoupent ces joints. Les uns leur sont antérieurs, les autres leur sont postérieurs.

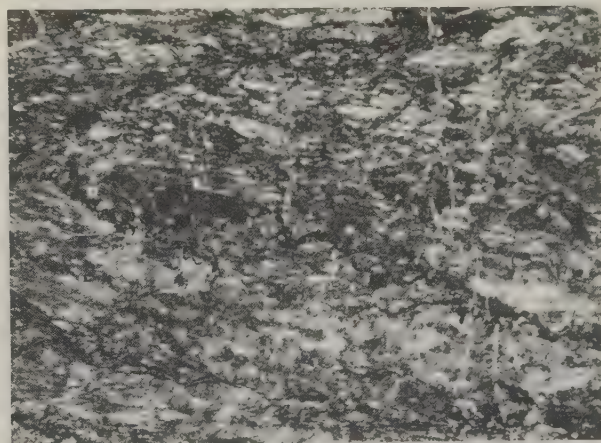


FIGURE V-12

Lochseitenkalk (43)

Lame mince (lumière naturelle) (× 25)

c) Alpes Orientales

Montani (Haut-Adige) (44)

(éch. comm. par : Lab. Min. et Petr. Strasbourg)

Le marbre de Montani est un marbre blanc, de texture homogène.

En lame mince, il apparaît formé de cristaux de calcite qui sont, pour la plupart, maclés. La présence de ces macles donne aux contours des cristaux une forme dentelée (cf. p. 35). Beaucoup de ces cristaux présentent une extinction légèrement roulante et certaines lamelles de maclage paraissent avoir subi une torsion.

2) Apennins (*Alpes Apuanes*)

a) *Marbre de Carrare*

Dans la région de Carrare se trouvent représentées deux séries stratigraphiques superposées :

— à la base, l'autochtone, comprenant des formations métamorphosées allant du Carbonifère à l'Oligocène;

— au sommet l'allochtone allant du Trias à l'Oligocène.

C'est à l'autochtone qu'appartient le marbre de Carrare dont on place la formation à l'Hettangien. Les couches formant cet autochtone ont une disposition générale synclinale mais ont subi un plissement secondaire ayant donné naissance à une succession de replis anticlinaux et synclinaux. Sur cet autochtone a glissé la nappe de l'allochtone, épaisse de quelques milliers de mètres.

Divers échantillons de marbre de Carrare présentant des propriétés différentes ont été étudiés.

1°) *Carrière Olmo, Carrare (45)*

La carrière Olmo est creusée dans le flanc d'un anticlinal pendant vers la mer. Deux types contigus de cristallisation peuvent y être observés :

— un marbre blanc à grains fins, qui, en lames minces, apparaît comme une mosaïque régulière de cristaux clairs de 0,5 mm de diamètre, étroitement joints les uns aux autres; beaucoup de ces cristaux sont maclés.

— par places, ces microcristaux passent à des macrocristaux de calcite laiteuse, pouvant atteindre plusieurs centimètres, qui présentent des surfaces de clivage légèrement ondulées.

2°) *Carrière Scaloni, Carrare (46)*

(éch. comm. par C. TELARA, Carrare)

Les cristaux du marbre de la carrière Scaloni ont de 0,3 à 0,4 mm de diamètre et sont fortement maclés. Leurs joints intergranulaires sont de forme irrégulière et plus larges que dans le marbre de la carrière Olmo.

3°) *Marmo del Corchia (47)*

(éch. comm. par G. FORNACA-RINALDI, Pise)

Situé à 10 km au Nord-Est de Pietrasanta, ce marbre appartient au flanc normal d'un synclinal déversé vers l'Est.

4°) *Marbre de la région de Seraversa (48)*

(éch. comm. par G. FORNACA-RINALDI, Pise)

Dans la région de Seraversa existent des mines de Plomb et d'Argent au voisinage desquelles le marbre de Carrare se trouve enrichi en ions Pb^{++} et Ag^{+} .

b) *Calcaire de Moriglion di Penna (49)*

(éch. comm. par E. TONGIORGI, Pise)

Moriglion di Penna fait partie des Monte Pisani qui constituent le prolongement Sud des Alpes Apuanes. Ce niveau de calcaire, d'âge liasique, a subi un léger métamorphisme. Il appartient vraisemblablement à l'autochtone.

c) *Calcite de San Carlo (50)*

(éch. comm. par A. LONGINELLI, Pise)

San Carlo se trouve dans les collines métallifères situées à 50 km au Sud-Est de Livourne. La calcite de San Carlo est une calcite brune, légèrement transparente, prélevée dans des veines sillonnant un calcaire liasique, transformé en marbre par métamorphisme thermique. A proximité de ces veines se trouve un filon lié à la montée granitique de Campiglia.

Il ne semble pas que ces cristaux aient pu subir une déformation d'origine tectonique.

3) Dinarides

Marbre de Sivac (51)

éch. comm. par D. MIHAJOVITCH

(Belgrade, Yougoslavie)

par l'intermédiaire de P. DUMON

(Mons, Belgique)

La carrière de marbre de Sivac fait partie d'un grand massif de 3 km de long et de 1 km de large et se trouve sur le flanc ouest du Crvenica. Elle a été étudiée par F. KOSSMAT (1924) et L. MARIĆ (1940) qui attribuent à cette formation un âge prépaléozoïque ou paléozoïque; mais des études plus récentes de W. MEDVENITSCH (1953) ont conduit à l'hypothèse d'un âge mésozoïque.

Sur ces marbres ont été charriés des gneiss tabulaires à nodules, la masse épaisse de marbre faisant partie de la montagne Veliki Koziak, puis quelques centaines de mètres de micaschistes, gneiss et marbres.

Ce marbre, extrêmement blanc et de texture homogène, est constitué principalement de dolomite. Il est très perméable à l'eau.

En lame mince, il apparaît comme une mosaïque très régulière de cristaux étroitement joints, d'environ 0,3 mm de diamètre moyen, présentant des teintes de polarisation très vives. Beaucoup de ces cristaux sont maclés.

4) Pyrénées

1) Calcaire de Canaveilles (52)

(éch. comm. par A. AUTRAN)

La série de Canaveilles est caractéristique du Cambrien de la zone axiale pyrénéenne. La base de cette série est formée par des schistes sériciteux luisants dans lesquels se trouvent des intercalations calcaires et calcaréo-dolomitiques.

Le banc de Can Pey, près d'Arles-sur-Tech (Pyrénées Orientales), dans lequel a été prélevé le micropli étudié, appartient à ce niveau de base de la série de Canaveilles. Il a recristallisé au cours du métamorphisme général et fait partie de l'épizone.

Dans cette région, le métamorphisme général a été accompagné par une phase de déformation intense ayant produit, sous une charge de 3 000 à 4 000 m de sédiments, des plis le plus souvent isoclinaux de « style semblable ».

Ces plis font partie du système de plis contemporain de la schistosité la plus précoce liée aux mouvements hercyniens, le plan axial des plis étant proche du plan de schistosité régional (G. GUITARD, 1960). Ils sont caractérisés par un très fort aplatissement des flancs des plis, bien visible dans les différents microplis récoltés.

Ce calcaire est de couleur gris verdâtre avec, par places, une patine ocre. Un micropli étudié en lame mince est apparu formé d'un agrégat cryptocristallin de couleur brune, de cristaux secondaires de calcite plus clairs d'environ 0,03 mm de diamètre et de quelques cristaux de quartz. Beaucoup de ces cristaux présentent une extinction légèrement roulante.

Les flancs de ce micropli, assez bien recristallisés, ont une structure fluidale marquée par la forme allongée des cristaux et soulignée par des bandes cryptocristallines brunes alignées parallèlement aux flancs.

Les charnières, par contre, sont formées, soit d'un agrégat cryptocristallin de structure non orientée, riche en cristaux de quartz à extinction roulante, soit de cristaux secondaires de calcite de forme générale arrondie, organisés en une mosaïque régulière.

Il semble donc que l'effet de la contrainte ait été de provoquer un étirement des flancs des plis.

La présence d'une extinction roulante dans certains cristaux secondaires laisse supposer que la phase de déformation s'est prolongée au-delà de la phase de recristallisation.

2) Marbre de Mosset (53)

(éch. comm. par L. FEUGUEUR)

Au Nord de Prades (Pyrénées Orientales), à l'ouest du village de Mosset, on peut observer, incluses dans le granite de Quérigut, des barres calcaires ou dolomitiques attribuées au Dévonien mais peut-être plus anciennes. Ces barres, dont la puissance varie entre quelques mètres et quelques dizaines de mètres, sont plissées en anticlinaux et synclinaux dont le rayon de courbure est de l'ordre

de cinquante mètres. Ces plissements sont contemporains de ceux ayant affecté le calcaire de Canaveilles (52).

Sous l'influence du métamorphisme de contact du granite, ces barres ont subi une recristallisation statique ayant donné naissance à un marbre cipolin à gros cristaux. Les calcschistes qui leur étaient associés ont été transformés en cornéennes calciques à diopside, épidote, grenat grossulaire et wolastonite, minéral supposant une température de recristallisation assez élevée.

L'échantillon étudié a été prélevé à quelques kilomètres de Mosset, sur la route de Mosset au col de Jau, le long d'un chemin forestier situé au sud de la Vallée de la Castillane, à quelques mètres au-dessus de la vallée.

Il se présente comme un marbre blanc, laiteux, sur la surface de rupture duquel s'observent des faces de clivage atteignant 5 à 6 mm de diamètre.

En lames minces, ce marbre apparaît constitué par une mosaïque de très gros cristaux de calcite de 2 à 6 mm de diamètre (fig. V-13). Ces cristaux, fortement macclés, présentent une extinction roulante très prononcée et les lamelles de maillage sont pour la plupart légèrement tordues. Certaines d'entre elles présentent une discontinuité qui peut être due, soit à la forme ondulée des lamelles, soit à leur terminaison en biseau.

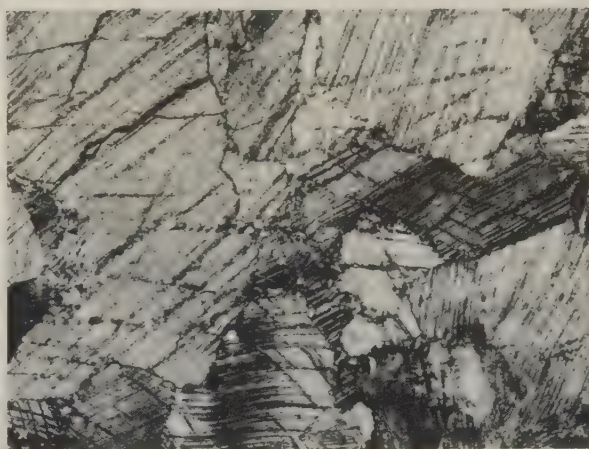


FIGURE V-13

Marbre de Mosset (53)

Lame mince (lumière polarisée) (× 8)

Cette multiplicité des macles, ainsi que la distorsion du réseau cristallin, expliquent pourquoi un microfaisceau de rayons X, tombant sur une surface de clivage, n'a pas été diffracté comme il aurait dû l'être par un monocristal, mais a donné lieu à un diagramme complexe, analogue à celui d'un agrégat. Elles impliquent une déformation du massif, postérieure à la formation des macrocristaux.

En dehors de ces macrocristaux on peut observer, par places, des chapelets de cristaux, d'environ 0,1 mm de diamètre, alignés entre les gros cristaux, entre certaines lamelles de maillage et, au milieu des cristaux. Ces chapelets sont orientés dans des directions diverses et les cristaux qui les constituent ne présentent pas d'extinction roulante. Il est possible que ces microcristaux se soient formés, par recris-

tallisation postérieure à la déformation, à partir de fragments de calcite s'étant détachés des macrocristaux au cours de leur déformation, ou de calcite dissoute dans un liquide d'imprégnation.

3) *Marbre de Saint-Béat* (54)

La bande de calcaires marmoréens, à laquelle appartient le marbre de Saint-Béat (Haute-Garonne), fait partie de la bordure de terrains métamorphiques observés en avant de la zone axiale pyrénéenne. Elle se présente comme une sorte de mur vertical, dressé entre la zone axiale au Sud et le massif de la Barousse au Nord.

Ces calcaires, d'âge urgo-aptien, appartiennent, d'après les études de M. CASTERAS (1933), au « manteau sédimentaire continu jeté sur les éléments du socle nord-pyrénéen ». De disposition synclinale, ils représenteraient donc la retombée, vers le Sud, de la couverture post-hercynienne anticlinale du massif de la Barousse.

Sur le bord méridional de cette bande, s'observe « le contact anormal majeur qui sépare, d'une part, le socle hercynien de la Barousse et sa couverture secondaire, d'autre part, la zone axiale et le revêtement propre de celle-ci » (M. CASTERAS, *op. cit.*).

Le métamorphisme, essentiellement thermique, se serait produit au moment du plissement céno-manien.

L'échantillon étudié, bien recristallisé, est caractérisé par une alternance de « strates » gris et blancs.

En lame mince, ce calcaire microgrenu apparaît formé d'une mosaïque de cristaux de calcite d'une dimension moyenne de $0,3 \times 0,1$ mm, parmi lesquels se rencontrent quelques cristaux d'apatite, orthose, phlogopite et scapolite. Un examen aux rayons X du résidu d'attaque à l'acide a permis de reconnaître la présence, en quantité très faible, de serpentine. Les cristaux de calcite sont de forme allongée dans une direction parallèle aux strates (fig. X-8). Certains de ces cristaux présentent une extinction légèrement roulante.

5) *Jura*

La structure actuelle du Jura, conditionnée par la structure du socle (L. GLANCEAUD, 1947), est due à « la superposition de déformations d'âge secondaire, de failles-plis d'âge oligocène, de jeux de voussours d'âge miocène, de compressions d'âge pontien et d'une surrection d'âge pliocène avec des érosions intercalaires » (L. GLANCEAUD, 1951).

Le style des plissements est caractérisé par un décollement de la couverture par rapport au socle, accompagné par des jeux disharmoniques suivant les niveaux plastiques.

Il en est résulté de grandes surfaces, faiblement ondulées, formant plateaux, séparées par d'étroites zones plissées de direction générale NE-SW qui constituent, de la partie externe du Jura vers la partie interne, les faisceaux bisontin, salinois et helvétique (*s.l.*). Dans le faisceau helvétique où le plissement a été plus intense, les grands plateaux tendent à disparaître et on n'a pratiquement plus qu'une succession de plis.

1) *Faisceau bisontin. Bathonien de la région de Besançon*

Dans la région de Besançon, la couverture sédimentaire du faisceau bisontin est affectée par une série de plissements.

Les échantillons étudiés ont été prélevés dans les niveaux de « calcaires à points roses » bathoniens qui font partie de cette couverture et devaient, au moment où s'est produite la déformation, être recouverts d'environ 300 m de sédiments.

a) *Anticlinal de la Citadelle, Besançon* (55-56)

L'anticlinal de la Citadelle, dont l'axe est orienté NE-SW, est de forme dissymétrique. Il présente un flanc NW, de faible inclinaison et un flanc SE, subvertical et légèrement déversé. Les couches, qui sont sensiblement horizontales au niveau de l'axe du pli subissent, au SE de cet axe, une torsion qui les amène à être à peu près perpendiculaires à leur direction primitive.

Des échantillons ont été prélevés dans le flanc normal (55) et dans le flanc déversé (56).

En lame mince, ce calcaire se présente comme un calcaire graveleux, riche en microorganismes. Les gravelles ont un diamètre variant entre 0,1 et 0,6 mm et sont constituées par un agrégat de microcristaux. Elles sont reliées par un ciment dans lequel ont pris naissance des cristaux secondaires d'un diamètre moyen de 0,05 mm.

b) *Partie tabulaire du faisceau bisontin* (57-58) éch. comm. par G. PAUTOT

A proximité de Besançon, vers les bords du faisceau bisontin existent des parties tabulaires auxquelles appartiennent deux échantillons étudiés : l'un provient de la carrière de Thise située à 1 km de Besançon sur la route de Belfort (57), l'autre a été récolté dans une ancienne carrière située sur la route de Vesoul, avant Voray, à environ 6 km de Besançon (58).

2) *Faisceau salinois — Sources de La Loue* (59)

Aux sources de La Loue, au NE de Ouhans, peuvent être observés, dans un calcaire lithographique Séquanien, quelques replis qui sont situés, à pro-

ximité d'une faille, à la limite du plateau de Levier et du faisceau Salinois (A. CAIRE, 1960).

Des échantillons ont été prélevés en différents points d'un synclinal faiblement incurvé, situé au bord de la route. L'échantillon ayant fait l'objet d'une étude particulière se trouvait au niveau de la charnière de ce synclinal.

En lame mince, cet échantillon de calcaire cryptocristallin apparaît, coupé de veines très étroites, souvent parallèles les unes aux autres, remplies de calcite secondaire.

3) Faisceau helvétique. Micropli de Goux-les-Usiers (60)

Près de Goux-les-Usiers (Doubs), les niveaux de calcaire lithographique en plaquettes du Portlandien forment des replis disharmoniques dont l'amplitude va du décimètre au mètre. (S. GUILLAUME, 1961). Ils peuvent être expliqués par un phénomène de bourrage ayant affecté, par places, des niveaux minces présentant des intercalations dolo-mitiques. Ces replis, d'orientation NE-SW, ont pris naissance sous une charge maximum de 300 à 400 mètres de sédiments. Il n'est pas exclu qu'ils soient liés à une faille.



FIGURE V-14

Micropli Portlandien de Goux-les-Usiers (60) ($\times 1$)

Ils affleurent nettement près des réservoirs d'eau où j'ai prélevé un micropli qui était en position synclinale (fig.

V-14). Dans le cœur de ce micropli, les couches, relativement épaisses sont cassées et les deux fragments butent l'un contre l'autre. Elles présentent, en outre, une fissuration abondante et des décollements parallèles aux joints stratigraphiques. Cassures, fissures et décollements ne sont pas remplis de calcite recristallisée. Dans la partie plus externe, les couches, plus minces, se sont déformées plus facilement. Elles sont régulièrement courbées mais présentent encore des fissures béantes, qui donnent aux couches un contour d'allure polygonale.

En lame mince, ce calcaire cryptocristallin apparaît sillonné par un réseau de veines, remplies de beaux cristaux de calcite secondaire d'environ 0,1 mm de diamètre moyen. Ces veines sont, par endroits, stoppées ou décalées par des joints stylolitiques qui semblent avoir joué postérieurement à leur formation.

6) Bassin de Paris

Craie (61)

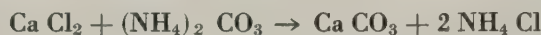
La craie Turonienne du Bassin de Paris est un calcaire marneux blanc, faiblement consolidé, composé d'environ 90 à 98 % de carbonate de calcium et de 1 % d'argile.

C'est un sédiment de texture microcristalline ayant subi un minimum de transformations depuis sont dépôt et n'ayant été affecté par aucune déformation d'origine tectonique importante.

B) Echantillons artificiels

1) Précipité de carbonate de calcium pur (62)

Un précipité de carbonate de calcium pur a été obtenu suivant la réaction



2) Précipité de carbonate de calcium et de plomb (63)

Un carbonate de calcium renfermant des ions Pb^{++} a été préparé par mise en présence de Ca Cl_2 avec Pb NO_3 et $(\text{NH}_4)_2 \text{CO}_3$.

Les deux précipités, de couleur blanche, ont été filtrés, lavés et séchés dans un dessiccateur.

II. — Influence de la déformation sur la structure et la texture des roches calcaires

L'analyse pétrographique qui vient d'être faite, a mis en relief différents caractères liés à la déformation des échantillons.

Un certain nombre d'entre eux, observés à l'échelle du cristal, tels que la forme des grains et leur plus ou moins grande cohésion, les clivages, lamelles de maclage, résultent du jeu des mécanismes de déformation qui ont été décrits au cours du chapitre IV.

Diverses manifestations de déformation, intervenant seulement au niveau de l'agrégat ont été en outre observées. Telles sont :

— les veines soit issues d'une rupture antérieure ou postérieure à la déformation plastique, soit formées indépendamment d'une rupture ;

— les joints stylolitiques, qui sont susceptibles de se développer sous des pressions relativement faibles et peuvent produire des modifications importantes dans le volume et la résistance de la roche ;

— les joints de glissement, liés à une décohésion des grains se produisant suivant des plans parallèles à celui de l'écoulement plastique. Ces glissements, qui ont été observés dans la plupart des échantillons déformés étudiés, correspondent à des discontinuités dans la vitesse de déformation de la masse plastique. Ils prennent naissance, d'abord, aux points les plus faibles, c'est-à-dire que les hétérogénéités de la roche sont les premières affectées par ces microruptures.

Les plans de glissement ainsi formés peuvent être discontinus ou continus. Ils séparent alors la roche en feuillets (Le Roure 26), qui deviennent susceptibles de glisser les uns sur les autres. Ce glissement est rendu visible par les décalages ainsi introduits dans les structures préexistantes de la roche (Le Moutet 19). Ils permettent également des glissements différentiels d'un feuillet à l'autre (Reotier 16).

Souvent, le long de ces joints de glissement ont postérieurement pris naissance des stylolites (Lochseitenkalk 43). Dans certains cas cependant, une dissolution intense s'est produite sans formation de stylolites (marbre en plaquettes 23). Il en résulte des films bruns, plus ou moins continus, qui paraissent avoir joué le rôle de lubrifiant au cours des microplissements (microplis) du Belvédère du Peloux 17 et de la Posterle 35).

L'ensemble de ces éléments, intervenant au niveau du cristal et au niveau de l'agrégat, contribue à donner aux roches calcaires leur texture et leur structure.

B. SANDER (1911) a donné le nom de « surface s » à toutes les surfaces parallèles indiquant une anisotropie de la roche, qu'elles résultent de la stratification, de la schistosité ou d'un glissement mécanique.

Il découle de ceci que la surface s peut, dans certains cas, (Montani 44) désigner un plan d'orien-

tation préférentielle des cristaux, invisible dans la texture et la structure de la roche (cf. p. 94).

Dans d'autres cas, elle est matérialisée dans la structure même de la roche. Cette structure peut être fluidale et soulignée soit par la forme allongée des cristaux (Saint-Béat 54), soit par la présence de joints de glissement (marbre en plaquettes 25), soit par une hétérogénéité primitive de sédimentation (Acceglio 11-12).

Elle peut encore être cataclastique, lorsque la décohésion produite par les mouvements tectoniques donne à la roche un aspect lité (Lochseitenkalk 43).

Afin de faciliter l'analyse des textures et structures, en particulier dans le cas des roches cristallophylliennes, B. SANDER a proposé l'emploi d'axes conventionnels. Il a appelé :

axe *b* la direction des charnières des plis et toute direction parallèle à la linéation ;

axe *a* la direction se trouvant dans le plan principal de glissement perpendiculairement à l'axe *b* ;

axe *c* l'axe perpendiculaire au plan *ab* (fig. V-15).

Ces axes peuvent être repérés soit directement, soit par un examen au microscope des surfaces polies, en utilisant une source de lumière naturelle donnant un éclairage oblique (H.W. FAIRBAIRN, 1949, p. 252).

Dans le cas des roches calcaires, l'usage de ces axes est peu développé.

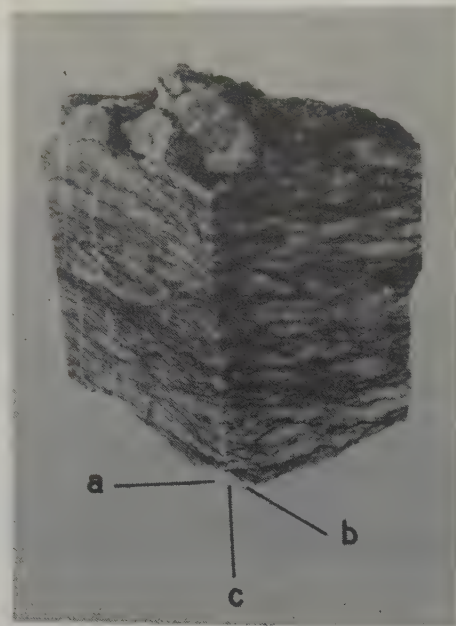


FIGURE V-15
Lochseitenkalk (43) (× 0,5)
Axes structurologiques de B. SANDER

III. — Bilan énergétique de la déformation plastique d'un massif de roches calcaires

De l'ensemble de ce travail, il ressort que la déformation d'un échantillon de roche calcaire est la résultante de mouvements coordonnés se produisant à différents niveaux de la matière : réseau cristallin, lamelles de maclage, cristaux, joints intergranulaires, agrégats de cristaux ; par suite, le bilan énergétique de la déformation d'un massif polycristallin est plus complexe que celui du monocristal.

A) *Energie absorbée par la déformation plastique d'un agrégat de cristaux*

Ce qui a été dit pour la déformation d'un monocristal de calcite (cf. p. 25) est valable pour un agrégat de cristaux mais les utilisations possibles de l'énergie sont beaucoup plus nombreuses dans un matériau polycristallin que dans un monocristal. En effet, elle peut servir non seulement au déplacement des dislocations à l'intérieur d'un cristal, mais à la transmission de leur mouvement d'un grain à l'autre et ceci demande d'autant plus d'énergie que l'orientation des cristaux diffère.

Elles conditionne également les déplacements qui se produisent, soit entre les cristaux, soit entre des rangées de cristaux et qui nécessitent que soient vaincues les forces de cohésion intercristallines et les disharmonies géométriques existant entre les cristaux.

Elle préside, enfin, aux phénomènes de recristallisation, dirige la dissolution entre les cristaux et suivant les joints stylolitiques, régit la dissociation des solutions sursaturées de carbonate de calcium.

B) *Problème des contraintes internes résiduelles*

Un échantillon étudié au laboratoire est en quelque sorte « dévitalisé ». Il est en effet soustrait aux tensions auxquelles il était soumis à l'intérieur du massif. Ces tensions se manifestent de façons diverses : au cours du creusement des galeries, des plaques de décompression se détachent spontanément et avec violence des parois. Dans les carrières de granite du Vermont, on signale que, dans les blocs détachés depuis parfois plusieurs jours se manifestent de tels éclatements. Un phénomène analogue s'observe, au cours de l'extraction par sciage des

blocs de marbre d'une carrière : les deux lèvres de la fissure créée par le mouvement hélicoïdal du fil ont tendance à se rapprocher.

Ces tensions peuvent résulter des pressions hydrostatiques régnant dans le massif mais elle peuvent aussi être des tensions résiduelles des contraintes subies par la roche au cours de sa déformation. En effet, « de toute évidence, les massifs montagneux conservent des traces des poussées orogéniques » (J. TALOBRE, 1957, p. 58). Une analyse de ce phénomène a été effectuée par N. J. PRICE (1959), qui estime qu'une anisotropie des tensions peut subsister à l'intérieur d'un massif après sa déformation et qu'il se produit, au cours des temps, une relaxation de ces tensions conduisant progressivement à un état proche du régime hydrostatique.

Il faut considérer, en outre, les effets continus et discontinus des déformations lentes qui, actuellement, se traduisent par de brusques dégagements d'énergie créant des ondes sismiques.

IV. — Conclusion

A l'échelle de la chaîne de montagne, des plissements, tels que celui de Saint-Julien-en-Bochaîne, sont des manifestations grandioses de la flexion d'une barre rocheuse (fig. V-10).

Si nous isolons, par la pensée, un échantillon de calcaire d'un volume de quelques centimètres cubes situé à une profondeur de 3000 mètres, cet échantillon supporte le poids de la colonne de terrain qui le surmonte et, latéralement, est entièrement entouré de ces mêmes terrains. S'il subit une contrainte, il ne peut se casser, s'écraser ou même se courber comme il le ferait à l'air libre. Il se déforme donc sans que la continuité des éléments qui le composent soit altérée et cette déformation entraîne des modifications dans la texture et la structure même de l'échantillon (fig. V-6).

Considérons, à présent, un cristal de cet échantillon. Il se trouve environné d'autres cristaux d'orientation cristallographique différente de la sienne. S'il subit une pression, elle lui sera toujours transmise par l'intermédiaire des cristaux voisins qui l'auront modifiée et il sera gêné par eux pour lui répondre. Chaque cristal réagit donc à la contrainte qu'il subit en fonction de différents facteurs physiques et physico-chimiques qui contribuent à lui imposer une forme et une orientation déterminées et qui peuvent modifier les rapports entre ses plans réticulaires (voir par ex. fig. V-1).

La déformation plastique des roches calcaires varie donc, en fonction des conditions dans les-

quelles elle s'effectue et se manifeste différemment suivant l'échelle à laquelle on l'étudie.

C'est donc d'un ensemble complexe de phénomènes que nous allons tenter l'analyse, en faisant

appel aux différentes méthodes physiques susceptibles de donner des indications sur les modifications apportées, par les pressions orogéniques, à l'agrégat et au cristal.

BIBLIOGRAPHIE DES OUVRAGES DE GÉOLOGIE RÉGIONALE cités Chapitre V

- ALBISSIN, M. d', 1958. — Etude structurale d'un micropli du synclinal de Saint-Disdier-en-Dévoluy (Hautes-Alpes). *Bull. Soc. géol. Fr.* (6), t. VIII, p. 165-172.
- CAIRE, A., 1960. — Problèmes de tectonique et de morphologie jurassiennes. *Livre à la mém. du Professeur P. Fallot*, t. II, p. 105-158.
- CASTERAS, M., 1933. — Recherches sur la structure du versant nord des Pyrénées centrales et orientales. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. XXXVII, n° 189.
- DEBELMAS, J., 1955. — Les zones subbriançonnaise et briançonnaise occidentale entre Vallouise et Guillestre (H.-A.). *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*
- DEBELMAS, J., 1955. — Contribution à l'étude de la zone briançonnaise au Sud de Briançon (H.-A.). Les Montagnes entre Guil et Cristillan. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. LVI, n° 257.
- DEBELMAS, J. et GIDON, M., 1958. — Les coupes du Guil et de l'Ubaye au travers de la zone briançonnaise (Hautes et Basses-Alpes). Essai de corrélation tectonique. *Bull. Soc. géol. Fr.* (6), t. VIII, p. 641-650.
- DEBELMAS, J. et LEMOINE, M., 1957. — Calcschistes piémontais et terrains à faciès briançonnais dans les hautes vallées de la Meira et de la Varaita (Alpes cottiennes, Italie). *C.R. Soc. géol. Fr.*, p. 38-40.
- ELLENBERGER, F., 1958. — Etude géologique du pays de Vanoise. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*
- GIDON, M. (1958). — La zone briançonnaise en Haute-Ubaye (Basses-Alpes) et son prolongement au Sud-Est. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*
- GIGNOUX, M. et MORET, L., 1938. — Description géologique du bassin supérieur de la Durance. *Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Univ. Grenoble*, t. 21.
- GLANCEAUD, L., 1947. — Le rôle du socle et de la structure profonde dans la formation des plis du Jura. *Bull. Soc. belge Géol. Excursion de Septembre*.
- GLANCEAUD, L., 1951. — Les problèmes du Jura. Réunion extraordinaire dans le Jura franco-suisse. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (6), t. I, p. 765-770.
- GLANCEAUD, L. et d'ALBISSIN, M., 1958. — Les phases tectoniques du N.E. du Dévoluy et leur influence structurale. *Bull. Soc. géol. Fr.* (6), t. VIII, p. 675-688.
- GOGUEL, J., 1944. — Contribution à l'étude paléogéographique du Crétacé inférieur dans le Sud-Est de la France. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. XLIV, n° 215.
- GOGUEL, J., 1947. — Recherches sur la tectonique des chaînes subalpines entre le Ventoux et le Vercors. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. XLVI, n° 223, p. 533-578.
- GUBLER-WAHL, Y., 1928. — La nappe de l'Ubaye au sud de la vallée de Barcelonnette. Essai géologique. *Jouve. Paris*.
- GUBLER, Y., 1952. — Déformations posthumes de la nappe de l'Ubaye. *C.R. Soc. géol. Fr.*, p. 31-33.
- GUBLER, Y., 1953. — Roche Chevalière : Klippe briançonnaise du cirque de Restefond (Basses-Alpes). *C.R. Soc. géol. Fr.*, p. 93-96.
- GUBLER, Y., 1955. — L'Eocène subbriançonnais au N.E. du massif d'Argentera. *C.R. Soc. géol. Fr.*, p. 82-85.
- GUILLAUME, S., 1961. — Quelques exemples de disharmonie dans le Crétacé inférieur et à la limite jurassique-crétacé. *Bull. Carte géol. Fr.*, t. LVIII, p. 65-72.
- GUITARD, G., 1960. — Linéations, schistosité et phases de plissement durant l'orogénèse hercynienne dans les terrains anciens des Pyrénées orientales, leurs relations avec le métamorphisme et la granitisation. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. II, p. 862-887.
- KILIAN, W., 1900. — Nouvelles observations géologiques dans les Alpes delphino-provençales. Feuille de Gap au 80 000°. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. XI, n° 75.
- KOSSMAT, F., 1924. — Geologie der zentralen Balkanhalbinsel. *Berlin*.
- LEMOINE, M., 1953. — Le problème de la transgression des marbres en plaquettes dans la zone briançonnaise. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, t. 236, p. 1056.
- LORY, P., 1900. — Mouvements du sol et sédimentation en Dévoluy durant le Crétacé supérieur. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (3), t. XXVIII, p. 780-782.
- LORY, P., 1901. — Contribution à l'étude micrographique du Crétacé supérieur dans le Dévoluy et les régions voisines. *Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble*, t. VI, p. 75-90.
- LORY, P., 1947. — Sur le Crétacé supérieur des Gas de Châtillon (Diois NE). *C.R. Soc. géol. Fr.*, p. 283.
- LUCAS, G., 1955. — Caractères pétrographiques de calcaires noduleux, à faciès ammonitico rosso, de la région méditerranéenne. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, t. 240, p. 1909.
- LUCAS, G., 1955. — Caractères géochimiques et mécaniques du milieu générateur des calcaires noduleux à faciès ammonitico rosso. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, t. 240, p. 2000.
- LUCAS, G., 1955. — Signification paléoocéanographique des calcaires noduleux à faciès ammonitico-rosso. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, t. 240, p. 2342.
- MARIC, L., 1940. — Petrografska i geoloska gradja okoline Prilepa i severoistocno od Prilepa u Juznoj Srbiji. *Vesnik Geoloskog instituta, Kr. Jug. Knjiga*, VIII, Beograd.
- MEDWENITSCH, W., 1953. — Polozaj Pelagonida na granici sjevernih i juznih dinarida od Dinaruda (S. str.) i Helenida. *Izvadak habil. rada u manuskriptu. Wien*.
- MERCIER, J., 1958. — Sur l'âge de la phase turonienne à l'W du massif du Dévoluy. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (6), t. VIII, p. 689-697.
- MICHARD, A., 1959. — Contribution à l'étude géologique de la zone d'Acceglio-Longet dans la haute Varaita (Alpes cottiennes, Italie). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. I, n° 1, p. 52-61.
- OBERHOLZER, J., 1933. — Geologie der Glarneralpen. *Matériaux pour la Carte géol. de la Suisse. Nouv. Série*, 28^e livraison.

DEUXIÈME PARTIE

MODIFICATIONS DURABLES APPORTÉES AUX PROPRIÉTÉS PHYSIQUES DES ROCHES CALCAIRES PAR LES PRESSIONS OROGÉNIQUES

Au cours de la première partie de ce travail, nous avons vu que les effets de la déformation diffèrent suivant que l'on considère un cristal de calcite isolé, un cristal faisant partie d'un agrégat ou l'agrégat en général.

Il s'ensuit que des modifications très diverses peuvent être apportées aux roches calcaires, selon l'échelle à laquelle elles sont étudiées.

En conséquence, il doit être fait appel à des méthodes différentes suivant le niveau de la matière polycristalline auquel est effectuée l'analyse descriptive et cinématique de la déformation, chaque technique agissant de façon sélective.

Je ne développerai ici que les méthodes d'analyse à l'échelle de l'agrégat, du cristal et de la

maille cristalline. Elles sont centrées sur les divers phénomènes que nous avons vu intervenir au cours de la déformation et qui serviront de cadre à leur exposé :

- A. — Etude des microstructures (chap. VI-VII-VIII)
- B. — Analyse de l'orientation préférentielle des cristaux
 - à l'échelle du cristal (chap. IX-X)
 - à l'échelle du plan réticulaire (chap. XI).
- C. — Etude de l'énergie emmagasinée
 - énergie emmagasinée par le réseau cristallin (chap. XII)
 - la luminescence (chap. XIII).

A. — ÉTUDE DES MICROSTRUCTURES

La structure d'une roche est un caractère se référant au degré de continuité des éléments qui la composent.

A l'échelle du cristal, j'ai étudié :

— la variation des forces de liaison intercrystallines par une méthode expérimentale de rupture (chap. VI) ;

— les variations de structure de la roche par les ultra-sons (chap. VII).

La microscopie électronique m'a permis, d'une part, d'observer la structure des roches calcaires microcristallines, d'autre part d'analyser la répartition des défauts du réseau cristallin d'après la densité des figures de corrosion (chap. VIII).

CHAPITRE VI

ÉTUDE DE L'INTENSITÉ DES LIAISONS INTERGRANULAIRES PAR LES EXPÉRIENCES DE RUPTURE

Les joints intergranulaires peuvent, nous l'avons vu (cf. p. 28) être considérés comme des surfaces d'accrolement entre deux réseaux cristallins, diversement orientés l'un par rapport à l'autre.

G.W. BAIN (1936) note que la rigidité et la résistance des roches dépendent de l'orientation des grains et du volume de l'espace intergranulaire.

J'ai effectué une analyse de ces forces de liaison intergranulaires par des expériences de rupture.

I. — Expériences utilisant la machine du Professeur Berthier

Des expériences de rupture ont été réalisées, en collaboration avec M. BRACHET, à l'aide de la ma-

chine du Professeur BERTHIER appartenant au laboratoire central des Ponts et Chaussées de Paris. Le principe de cette machine est le suivant :

Une éprouvette parallélépipédique, de $4 \times 4 \times 19$ cm, est soumise à une force centrifuge exerçant sur ses deux extrémités une traction. Ce dispositif présente l'avantage de permettre qu'une traction soit exercée sans l'intervention de mors susceptibles de perturber le phénomène de rupture.

L'appareil comprend essentiellement un disque, d'environ 20 cm de diamètre et 8 cm d'épaisseur, dans lequel est aménagée, en position diamétrale, une loge où l'éprouvette à étudier entre à frottement.

Ce disque, dont l'axe est perpendiculaire au grand axe de l'éprouvette, est animé, par un moteur, d'un mouvement de rotation, pouvant atteindre 12 000 tours par minute. La vitesse de rotation.

au moment de la rupture, est lue sur un tachymètre solidaire de l'axe de rotation.

A. — Principe des mesures

Les expériences consistent à mesurer, pour différentes éprouvettes, le nombre N de tours par minute effectué par le disque au moment de la rupture.

Si l'on désigne par :

P le poids de l'éprouvette en grammes,

R la demi-longueur de l'éprouvette en centimètres,
 tres,

r la distance de la cassure au centre de l'éprouvette en centimètres,

la force F , exercée par traction sur l'éprouvette au moment de sa rupture, peut être évaluée en kg/cm^2 par la formule suivante :

$$F = 1,74 \times 10^{10} \cdot P \cdot N^2 \left(R - \frac{r^2}{R} \right)$$

B. — Résultats des expériences réalisées

1. — Une première série d'expériences a été réalisée avec des éprouvettes taillées, suivant trois directions perpendiculaires, dans un bloc de marbre de Sivac (51), les éprouvettes A et C étant contenues dans le plan d'exploitation facile du marbre.

Des mesures ont été effectuées, d'une part sur des éprouvettes sèches, d'autre part sur des éprouvettes ayant séjourné pendant une douzaine d'heu-

res dans de l'eau distillée puis ayant été séchées au papier filtre : dans l'un et l'autre cas, la rupture s'est effectuée, le plus souvent, au centre de l'éprouvette et selon un plan sensiblement perpendiculaire à son grand axe.

J'ai analysé le mécanisme de rupture en enrobant, dans du baume de Canada, les surfaces de rupture et en examinant des lames minces leur étant perpendiculaires. Ceci a montré que la proportion des ruptures intergranulaires est, statistiquement, beaucoup plus élevée que la proportion des ruptures intracrystallines et que, par suite, la cohésion intergranulaire intervient de façon dominante au cours du phénomène de rupture.

Les tableaux VI-1 et 2 donnent les valeurs obtenues avec les différentes séries d'éprouvettes sèches et imprégnées, sous la pression atmosphérique, d'eau distillée.

De l'examen de ces tableaux ressortent les faits suivants :

1) Dans les mêmes conditions d'expérimentation, les résultats obtenus avec une même série d'éprouvettes sont assez voisins pour que, dans l'ensemble, le phénomène puisse être considéré comme doué d'une bonne reproductibilité.

2) La comparaison des valeurs moyennes de la force F , pour les trois séries d'éprouvettes sèches, montre que la résistance à la traction diffère suivant les directions dans lesquelles elle est mesurée.

3) Les valeurs moyennes de la force F , pour les trois séries d'éprouvettes imbibées d'eau distillée, sont voisines les unes des autres et intermédiaires entre les valeurs extrêmes de résistance à la traction des éprouvettes sèches. Il est possible que cette variation puisse être en partie expliquée par un phénomène de capillarité.

TABLEAU VI-1

Mesures conduisant à l'évaluation de la résistance à la traction d'éprouvettes de marbre de Sivac (51), sèches

Eprouvette	P gr	r cm	R cm	N t/m	F kg/cm ²	F moyenne kg/cm ²
A ₁	856	1,4	9,4	4 600	29,8	28,77
A ₂	867	0,4	9,3	4 450	27,9	
A ₃	862	0,3	9,4	4 500	28,5	
A ₄	872	0,7	9,4	4 500	28,9	
B ₁	885	0,8	9,5	3 500	17,5	18,12
B ₂	887	0	9,4	4 000	23,2	
B ₃	877	3,2	9,4	3 800	17	
B ₄	884	2,5	9,5	3 300	14,8	
C ₁	893	2,2	9,4	4 000	22,2	24,97
C ₂	893	0	9,5	4 100	24,7	
C ₃	890	0,3	9,5	4 300	27,2	
C ₄	890	0	9,5	4 200	25,8	

TRACES DE LA DÉFORMATION DANS LES CALCAIRES

TABLEAU VI-2

Mesures conduisant à l'évaluation de la résistance à la traction d'éprouvettes de marbre de Sivac (51), imprégnées, sous la pression atmosphérique, d'eau distillée

Eprouvette	P gr	r cm	R cm	N t/m	F kg/cm ²	F moyenne kg/cm ²
A ₆	887	0,4	9,4	4 400	28,0	26,0
A ₇	872	0,5	9,5	4 100	24,2	
A ₈	888	0,6	9,5	4 200	25,8	
B ₅	893	0,3	9,5	4 200	26,0	25,0
B ₆	889	2,9	9,5	4 200	23,4	
B ₇	896	1,25	9,5	4 200	25,6	
C ₅	892	0,8	9,5	4 300	27,3	26,02
C ₆	887	0,2	9,5	4 100	24,5	
C ₇	889	1,3	9,5	4 400	27,7	
C ₈	889	0,3	9,5	4 100	24,6	

TABLEAU VI-3

Mesures conduisant à l'évaluation de la résistance à la traction d'éprouvettes de marbre de Carrare (46), sèches

Eprouvette	P gr	r cm	R cm	N t/m	F kg/cm ²
A	825	0,2	9,6	8 700	98
B	825	0,1	9,5	7 300	77
C	832	0,4	9,6	7 700	85

2. — La réalisation d'une deuxième série d'expériences a été tentée avec des éprouvettes taillées dans du marbre de Carrare (46), les éprouvettes A et C étant contenues dans le plan de stratification qui est, en même temps, le plan d'exploitation facile du marbre.

La résistance à la rupture de ce marbre étant très élevée, seules trois éprouvettes sèches ont pu être ainsi testées, par suite de l'intervention de difficultés techniques propres à la machine (tableau VI-3). Comme avec le marbre de Sivac, la résistance la plus faible a été obtenue suivant la direction B.

II. — Expériences de rupture par traction directe

Une deuxième série d'expériences a été réalisée au laboratoire des Ponts et Chaussées, en collaboration avec C. TOURENQ.

Nous avons utilisé les éprouvettes de marbre de Carrare (46), préparées pour la machine BERTHIER, en les faisant scier en deux parties 1 et 2, suivant leur longueur, afin que leurs extrémités puissent être enserrées dans les mors d'une machine de traction.

La résistance de ce marbre étant très élevée, nous avons diminué la section des éprouvettes par une découpe, effectuée suivant deux arcs de cercle d'environ 10 centimètres de diamètre, leur donnant, dans leur partie médiane, la forme d'un carré de 20 mm de côté.

Un lot d'éprouvettes a été imbibé sous vide d'eau distillée, un autre immergé dans l'eau distillée pendant 48 h; (ce marbre de Carrare est susceptible d'absorber en moyenne 0,1 à 1 % d'eau); quelques éprouvettes ont été séchées à l'étuve.

Nous avons mesuré la résistance à la traction de chaque éprouvette (tableau VI-4) et constaté les faits suivants :

1) la rupture s'est effectuée selon des plans d'orientation aléatoire;

2) la résistance du marbre, mesurée par traction directe est bien inférieure à celle mesurée par la machine BERTHIER. La précision de l'une et l'autre méthode n'étant pas bien connue, il n'est pas possible de retenir ces chiffres en valeur absolue. On ne peut considérer que leur valeur relative;

3) les résultats obtenus par traction directe présentent une dispersion supérieure à ceux donnés par la machine BERTHIER.

En dépit de cette dispersion, les expériences réalisées avec la machine de traction ont montré

TABLEAU VI-4
Résistance à la traction d'éprouvettes de marbre de Carrare (46)

Eprouvettes	Résistance à la traction en kg/cm ²	Résistance moyenne	Conditions expérimentales
A 27 1 2	29 52	41,5	imbibées sous vide
30 1 2	31 29		
31 1 2	42 66		
34 1 2	21,6 16,6	19,1	desséchées
33 1 2	28,7 33,9	28	immergées 48 h
35 2	21,6		
B 52 2	39	26,8	imbibées sous vide
53 1 2	31 28		
55 1 2	18 18		
56 1 2	11,2 6,7	8,8	immergées 48 h
57 1 2	5,2 11,4		
58 1 2	9,9 8,4		
C 8 1 2	34 39	33,2	imbibées sous vide
9 1 2	33 25		
10 1	35		
12 1 2	16,9 17,5	17,2	desséchées
13 1	15,1	(15)	immergées 48 h

que la résistance moyenne du marbre est considérablement augmentée par l'imbibition sous vide et varie en fonction de l'orientation de l'éprouvette, la résistance la plus faible étant obtenue suivant la direction B.

III. — Conclusion

Ces premières expériences de rupture confirment l'existence, dans les blocs de marbre, d'un

plan de moindre résistance qui correspond au « fil » des carriers. La rupture s'effectuant principalement de façon intergranulaire, cette anisotropie est liée à la structure des joints intergranulaires qui, nous l'avons vu (cf. p. 28), est mal connue. Les cristaux des deux blocs étudiés ne présentant pas d'orientation préférentielle, ce facteur ne peut pas intervenir. Il n'est donc pas encore possible d'expliquer, de façon précise, cette variation de résistance à la rupture ni de connaître ses causes mais il est probable qu'elle est liée à la tectonique.

De la première série d'expériences, il résulte

que l'imprégnation d'eau sous la pression atmosphérique est susceptible, dans certains cas, d'égaliser la résistance à la traction à l'intérieur d'un même bloc.

De la deuxième série, il ressort que l'imbibition

sous vide augmente la résistance à la traction dans l'ensemble du bloc.

L'influence de l'eau sur la résistance à la traction est donc certaine mais de nouvelles expériences seront nécessaires pour préciser ce phénomène.

CHAPITRE VII

ANALYSE DES VARIATIONS D'HOMOGENÉITÉ DES ROCHES PAR LES ULTRA-SONS

Les ondes ultra-sonores sont définies comme des ondes acoustiques, de fréquence supérieure à 10 000 périodes par seconde et utilisables jusqu'à 5 millions de périodes par seconde, soit 5 Mégacycles (Mc) ou Mégahertz (Mhz).

Grâce à leur courte longueur d'onde, elles se propagent de façon rectiligne. Leur vitesse est fonction de la densité et du module d'élasticité du matériau qu'elles traversent. L'énergie transmise est susceptible de se réfléchir en écho, totalement ou partiellement, à chaque solution de continuité du solide.

I. — Historique

Nous avons vu (cf. p. 15) que la valeur du module d'élasticité du monocristal de calcite varie en fonction de son orientation, mais que les propriétés mécaniques d'un agrégat peuvent être très différentes de celles du monocristal (cf. p. 29).

Le problème de savoir dans quelle mesure le module d'élasticité d'une roche calcaire peut varier, suivant des directions parallèles ou perpendiculaires à la stratification ou à la schistosité, a été abordé, en 1933, par W.A. ZISMAN qui employa une méthode statique, et par J.M. IDE (1936), qui utilisa une méthode dynamique.

Il est apparu à F. BIRCH et D. BANCROFT (1938), étudiant l'effet de la pression sur la rigidité des roches, que l'anisotropie qui pouvait être observée dans les roches de surface était due à des différences de compaction qui disparaissent à haute pression. Ils en ont déduit que, s'il existe en profondeur une anisotropie due à des conditions locales d'orientation dissymétrique, elle doit être très marquée pour affecter de façon appréciable les propriétés élastiques.

L'application des ultra-sons à l'étude du com-

portement élastique des roches a été reconnue fructueuse par SCHAEFER (1942).

Depuis, différentes études ont montré que la vitesse de transmission des ultra-sons dans les roches calcaires est influencée par divers facteurs :

a) les propriétés élastiques (S. BHACAVANTAM et J. BHIMASENACHAR, 1944; K. BACHER, 1949) qui dépendent elles-mêmes de l'organisation plus ou moins compacte des grains, de leur taille et des matières microscopiques susceptibles de les entourer (S. BALAKRISHNA, 1952; M. KRISHNAMURTHI et S. BALAKRISHNA, 1953);

b) la texture de la roche (G. H. S. V. PRASADA RAO, 1947; S. BALAKRISHNA, 1955 et 1959a) et la forme des grains (S. BALAKRISHNA, 1959b);

c) la désorganisation de la roche liée à une déformation plastique expérimentale (P. HABIB, 1962).

II. — Nouvelles mesures effectuées

Dans le domaine de l'élasticité, j'ai recherché dans quelle mesure la vitesse de transmission des ultra-sons pouvait renseigner sur l'orientation des cristaux et si les anisotropies de structure, mises en évidence par les expériences de rupture, pouvaient être perçues par les ultra-sons.

A. — Méthodes de mesure

Deux séries de mesures ont été réalisées, avec des ondes ultra-sonores longitudinales, sur les trois faces perpendiculaires de cubes, taillés dans des échantillons dont les propriétés étaient connues par les méthodes optique (cf. chap. IX) ou dilatométrique (cf. chap. X).

Une première série, effectuée à l'Ecole Natio-

nale des Arts et Métiers, dans le Laboratoire de M. LOISEAU, a été réalisée par la méthode dite par écho simple, dans laquelle un seul traducteur est parallèlement émetteur et récepteur. Dans cet appareil, le top de départ et le top de retour, images de la vitesse de propagation des ultra-sons dans la matière, viennent s'afficher sur l'échelle centimétrique du tube à rayons cathodiques de l'oscilloscope. Nous avons réglé la fréquence (2 Mc/s) et la sensibilité de l'appareil de façon à éliminer les réflexions parasites.

Une deuxième série de mesures a été faite par la méthode par transparence, au Laboratoire de Mécanique des Solides de l'Ecole Polytechnique, en collaboration avec P. MORLIER, en utilisant un ausculteur dynamique L.E.A.

Dans cet appareil, le temps de transmission d'une impulsion mécanique d'une extrémité à l'autre de l'échantillon étudié, est lu directement et permet un calcul rapide de la vitesse de propagation de l'onde, avec une précision moyenne de $\pm 5\%$ (tableau VII-1).

TABLEAU VII-1

Variation de la vitesse de transmission des ultra-sons en fonction du coefficient de dilatation des échantillons et de leur résistance à la traction

Echantillon	Direction	V en m/sec.	α en $10^{-6}/^{\circ}\text{C}$
1°) <i>Monocristal</i>			
Spath d'Islande	// A_3	5 300	31,6
	$\perp A_3$	6 650	— 4,1
		7 300	
2°) <i>Echantillons polycristallins présentant une orientation préférentielle</i>			
Echantillon	Direction	V en m/sec.	α en $10^{-6}/^{\circ}\text{C}$
Marbre de Guillestre	// A_3	6 500	16,81
		6 600	10,52
		7 000	8,75
(3)	// A_3	6 150	
		6 000	
		6 400	
(4)	// A_3	6 150	
		6 000	
		6 400	
Montani (44)	// A_3	6 000	31,5
		6 500	23,7
		6 700	17,8
Saint-Béat (54)	// A_3	5 700	41,07
		6 500	13,12
		6 500	14,29
3°) <i>Echantillons polycristallins ne présentant pas une orientation préférentielle marquée.</i>			
Echantillon	Direction	V en m/sec.	Résistance à la traction en kg/cm^2
Carrare (46)	A	5 100	98
		5 100	
	B	5 100	77
		5 100	
	C	4 900	85
		5 100	
Sivac (51)	A	$\approx 3\,500$	29
	B	$\approx 3\,500$	18
	C	$\approx 3\,100$	25

B. — Résultats obtenus

L'une et l'autre méthode ont montré les faits suivants :

— Dans le spath d'Islande, les ultra-sons se propagent plus rapidement suivant les directions perpendiculaires à l'axe optique que suivant la direction qui lui est parallèle.

— Parmi les échantillons dont les cristaux présentent une orientation privilégiée, nous avons obtenu des vitesses de transmission voisines avec les échantillons de marbre de Guillore (3) et (4) qui n'ont pas une composition lithologique homogène. Par contre, avec le marbre de Montani (44), qui est très homogène et bien recristallisé, nous avons enregistré les vitesses les plus faibles parallèlement à la direction d'orientation préférentielle des axes optiques. Un résultat analogue a été obtenu avec le marbre de Saint-Béat (54) ; mais ce résultat peut être influencé par la forme lenticulaire des cristaux.

Avec le marbre de Carrare (46), qui est de structure régulière et dont les cristaux ne présentent pas d'orientation préférentielle marquée, les vitesses de transmission ont des valeurs voisines de sorte qu'il ne semble pas que les différences de cohésion, conduisant à des différences de résistance à la traction, perturbent beaucoup la transmission des ondes ultra-sonores.

Les essais avec le marbre de Sivac (51) ont mis en évidence une faible vitesse de transmission (de l'ordre de 3 000 m/sec), qui n'a pu être mesurée valablement. Ceci est en accord avec la grande porosité de ce marbre et sa relativement faible résistance à la rupture.

Ces premiers résultats permettent de formuler les observations suivantes :

1) La technique est douée d'une bonne reproductibilité ; en effet :

— les résultats obtenus par écho et par transmission sont analogues ;

— des essais successifs sur la même face d'un échantillon donné conduisent à des chiffres de valeurs voisines ;

— deux cubes identiques de marbre de Carrare (46) ont été traversés avec des vitesses sensiblement égales.

2) Avec les échantillons de marbre de Montani (44) et de Saint-Béat (54), qui présentent une orientation cristalline préférentielle, des variations, parallèles à celles obtenues avec le monocristal, ont été enregistrées.

3) Les résultats, obtenus avec le marbre de Carrare et avec le marbre de Sivac, montrent que la vitesse de transmission des ondes ultra-sonores est proportionnelle au degré de cohésion des cristaux, mais la sensibilité de l'appareil dont nous disposions n'a pas permis d'enregistrer des modifications liées à des variations à l'intérieur d'un même échantillon. Il existe des méthodes de mesure plus précises qui rendraient peut-être possible une telle analyse.

III. — Conclusions

De l'ensemble des études effectuées jusqu'ici dans le domaine des ultra-sons, il ressort que leur vitesse est influencée par la structure des cristaux, l'intensité des forces de liaison intergranulaire, la forme des cristaux, les impuretés et les modifications apportées à la texture de la roche par la déformation.

En conséquence, les résultats donnés par les ultra-sons semblent ne pouvoir être interprétés valablement que dans la mesure où tous ces facteurs n'interviennent pas simultanément. Par exemple, dans le cas du marbre de Montani, dont la texture est homogène et les cristaux de forme régulière, il est très probable que les différences de vitesse enregistrées sont liées à l'orientation préférentielle des cristaux. Dans le cas du marbre de Saint-Béat, par contre, la forme lenticulaire des cristaux rend le résultat plus incertain.

CHAPITRE VIII

ANALYSE DES MICROSTRUCTURES DES ROCHES CALCAIRES PAR LA MICROSCOPIE ÉLECTRONIQUE

Les calcaires microcristallins étant constitués par un agrégat de cristaux extrêmement petits qu'il est difficile d'étudier au microscope polarisant, j'ai tenté de connaître leur structure en utilisant la microscopie électronique.

I. — Structure de l'agrégat microcristallin

A. — Description des techniques

1. — Techniques de préparation des surfaces

Au cours d'une première série d'observations, effectuée au laboratoire de Microscopie électronique de Bellevue, en collaboration avec M. MIHAMA, je me suis attachée à l'étude des agrégats de microcristaux de calcite (M. d'ALBISSIN, 1959). Cette étude a été effectuée sur des surfaces planes, obtenues par section à la scie diamantée. Afin d'accroître leur relief, la plupart de ces surfaces ont été attaquées par une solution d'acide acétique à 50 %, pendant une ou deux minutes, la corrosion se produisant toujours de façon plus intense suivant les joints de grains que dans le grain proprement dit.

2. — Techniques microscopiques

La technique consiste à relever l'empreinte de la structure à étudier avec un film de Bioten ramolli dans l'acétone. Le film, une fois séché, est détaché de l'échantillon, puis un ombrage au chrome et une membrane de carbone, destinée à jouer le rôle de support, sont obtenus par évaporation sous vide. Le film de Bioten peut alors être éliminé. L'examen des répliques ainsi préparées a été effectué avec un microscope JEM-5 G.

B. — Les structures observées

Divers types de calcaires microcristallins ont été étudiés et leur structure comparée. Dans l'interprétation des clichés des empreintes observées, je me suis gardée d'appliquer *a priori* les données du microscope optique aux images fournies par le microscope électronique. C'est pourquoi, pour la même série d'échantillons, une étude au microscope optique avec objectif à immersion a été menée parallèlement à celle effectuée au microscope électronique, afin d'étalonner en quelque sorte la méthode électronique.



FIGURE VIII-1

Goux-les-Usiers (60) micropli de calcaire portlandien.
Surface sciée attaquée 1 à 2 minutes par $\text{CH}_3\text{CO}_2\text{H}$ à 50 %.
($\times 4.600$)

1. — Les « Grains »

Un premier résultat de cette étude a été de montrer que les « grains » observés au microscope électronique avaient, comme les cristaux observés au microscope optique, une taille variable dans un même échantillon mais que, l'ordre de grandeur étant le même, les « grains » (fig. VIII-1) devaient correspondre aux cristaux.

Cependant, il est apparu que si, dans certains calcaires tels que celui de Goux-les-Usiers (60), les limites de grain sont nettement identifiables, dans d'autres calcaires, il n'en n'est pas de même. Tel est le cas du calcaire de la Posterle (35) dans lequel il est difficile de distinguer ce qui peut être joint de grain et joint de cassure ou ligne de clivage (fig. VIII-2).

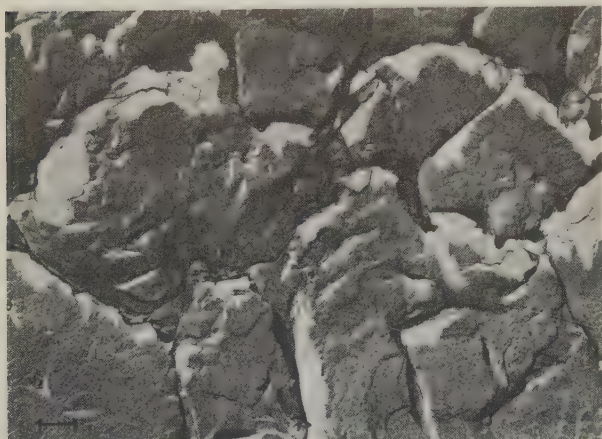


FIGURE VIII-2

La Posterle (35) micropli de calcaire tithonique.
Surface sciée attaquée 1 à 2 minutes par $\text{CH}_3\text{CO}_2\text{H}$ à 50 %.
($\times 4.800$)

2. — Microstructure des grains

A l'intérieur des grains j'ai observé deux types de structures.

a) Lignes de glissement

Dans certains échantillons et, en particulier, dans le marbre en plaquettes de la vallée du Guil (25), ont été observés des cristaux assez grands, parfois allongés, coupés par une succession de stries (fig. VIII-3). Ces stries, attribuables à des gradins de clivage, ne sont pas rigoureusement rectilignes ni parallèles entre elles et ceci peut être dû à une

torsion du cristal. En effet, dans le même échantillon, j'ai observé, au microscope optique, des cristaux relativement grands, allongés, présentant des traces de clivage ou de maclage et une extinction roulante.

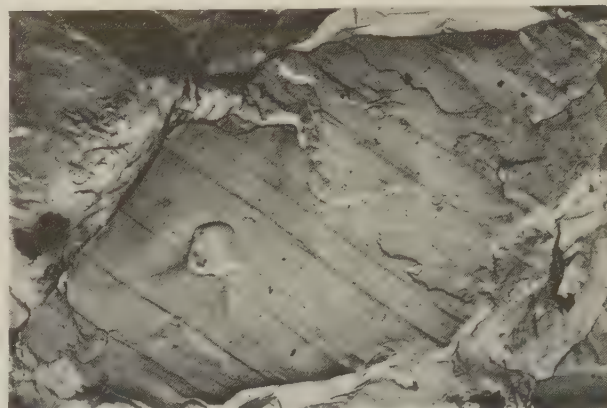


FIGURE VIII-3

Calcaire en plaquettes de la vallée du Guil (25).
Surface sciée non attaquée à l'acide ($\times 3.000$)

Cet échantillon de marbre en plaquettes n'a pas été attaqué à l'acide mais des stries analogues, sensiblement parallèles entre elles, ont été observées dans un échantillon attaqué à l'acide, appartenant à la charnière du micropli de la Posterle (35).

b) Chevrons

Dans d'autres échantillons, tels que celui de Goux-les-Usiers (fig. VIII-1), il existe, sur les bords des cristaux, des lignes en forme de chevrons, faisant approximativement entre elles un angle de 120° .

c) Lamelles

A titre de comparaison, j'ai étudié des empreintes relevées sur du marbre de Sivac (51) dont, nous l'avons vu, beaucoup de cristaux sont maclés. La surface de ces cristaux est apparue sillonnée par des « rivières » et beaucoup de lamelles y ont été observées (fig. VIII-4).

C. — Conclusion

Cette première série d'essais d'application du microscope électronique à la connaissance de la structure des calcaires microcristallins montre l'intérêt des forts grossissements pour l'étude des microstructures. Les difficultés que présentait l'inter-

prétation de certaines structures en mosaïque, par suite de la présence de cassures qu'il était malaisé de distinguer des joints de grains, m'ont amenée à faire appel aux figures de corrosion pour mieux caractériser la disposition précise du réseau cristallin.

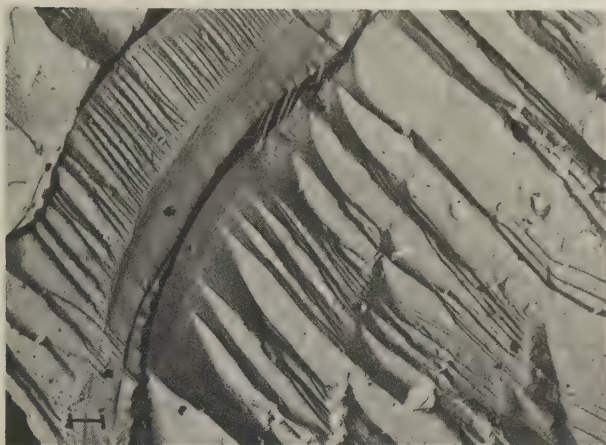


FIGURE VIII-4
Marbre de Sivac (51).
Surface sciée ($\times 4.400$).

II. — Etude des microstructures par les figures de corrosion

Les figures de corrosion expriment, par leur symétrie, la symétrie du cristal. Par suite, dans toute l'étendue d'une même face, les figures sont semblables et ont la même orientation, quelle que soit la nature de l'agent de corrosion, à moins qu'une macule n'entraîne un changement caractéristique dans la direction de ces figures. Il était, par suite, possible d'espérer pouvoir utiliser la disposition de ces figures de corrosion pour faire, dans les échantillons polycristallins, la discrimination entre joints de grain, cassures, gradins de clivage et joints de macles.

D'autre part, les premiers travaux de microscopie électronique effectués sur des monocristaux de calcite (G. PFEFFERKORN et H. WESTERMANN, 1950; G. PFEFFERKORN, 1950), avaient montré que la corrosion se produit, de préférence, aux points troublés du réseau dont l'énergie de liaison est faible. Depuis, l'existence de liens entre lignes de dislocation et figures de corrosion a été, nous l'avons vu (cf. p. 21), établie. Etudiant la macule de la calcite, E.V. KOLONTSOVA, YU. G. SOROKINA et I.V.

TELEGINA (1959) ont identifié les figures de corrosion avec les dislocations et V.I. STARTSEV, V.Z. BENGUS, F.F. LAVRENT'EV, L.M. SOIFER (1960), ont trouvé que le potentiel chimique est plus élevé dans la région disloquée que dans le cristal parent.

Les travaux de R.E. KEITH et J.J. GILMAN (1960) ont établi de façon précise le phénomène en observant le déplacement des figures de corrosion consécutif au déplacement d'une ligne de dislocation. Ils ont également montré qu'il y a accord quantitatif entre le nombre des dislocations et celui des figures de corrosion. L'existence de ces liens a été démontrée, la même année, par les travaux de V.Z. BENGUS, F.F. LAVRENT'EV, L.M. SOIFER et V.I. STARTSEV, effectués au microscope métallographique et par interférométrie. A.R. PATEL et K.N. GOSWAMI (1962), ont étudié l'influence, sur la genèse des figures de corrosion, de l'orientation des lignes de dislocation par rapport aux faces du cristal.

Un autre aspect du problème a été abordé par I. HANKE (1961) qui, d'après la profondeur des figures de corrosion se formant sur les surfaces de clivage d'un rhomboédre de calcite, a classé les types de défauts susceptibles de donner naissance à de telles figures. Ceci lui a permis de conclure que de faibles dérangements de structure se trouvent, sur toutes les surfaces de clivage avec une densité de $10^6/\text{cm}^2$ tandis que la densité des défauts plus grossiers varie entre $10^2/\text{cm}^2$ et $10^4/\text{cm}^2$. Par ailleurs, on sait que la déformation plastique multiplie le nombre des dislocations jusqu'à des densités de 10^{10} à $10^{12}/\text{cm}^2$. (Voir par ex. J. FRIEDEL, 1956).

La formation des figures de corrosion étant également influencée par la présence d'impuretés, il était donc possible de penser que la densité des figures de corrosion serait, en quelque sorte, un reflet du degré d'imperfection du réseau de l'échantillon étudié.

Afin d'avoir des points de repère sûrs, j'ai procédé du cas simple au cas le plus complexe et étudié successivement le phénomène de corrosion sur :

- des surfaces de clivage et des surfaces polies de cristaux de calcite pure (spath d'Islande);
- des surfaces de clivage de monocristaux de calcite laiteuse provenant de Carrare (45);
- des surfaces de clivage appartenant à un marbre à gros cristaux, le marbre de Mosset (53);
- des surfaces sciées, des surfaces polies, des surfaces de rupture de différents calcaires microcristallins en particulier du marbre de Guillestre laminé (3) et du marbre en plaquettes de la vallée du Guil (25).

A. — Description des techniques

1) Techniques de préparation des surfaces

a) Monocristaux

Les surfaces étudiées ont été préparées :

— par clivage, dans le cas des plans $\{10.1\}$, $\{00.1\}$, $\{01.2\}$,

— par usure, puis polissage à l'alumine dans le cas des surfaces faisant un certain angle avec les faces de clivage, ces surfaces étant taillées de sorte qu'une famille de plans contienne une des arêtes du rhomboèdre, par exemple l'arête de direction $[10.1]$ et l'autre la grande diagonale, de direction $[10.0]$, d'une face du rhomboèdre.

b) Matériel polycristallin

Des essais ont été faits d'une part sur des surfaces sciées, puis polies à l'alumine, d'autre part sur des surfaces de rupture. Les travaux de C.A. ZAPFFE et ses collaborateurs (1945, 1948, 1949, 1951) montrent en effet l'intérêt de la fractographie dans l'étude des structures et ceux de J. PLATEAU, G. HENRY, C. CRUSSARD (1956-1957) exposent les possibilités de la microfractographie comme moyen d'étude de la microstructure des cristaux.

2) Techniques d'attaque

Etant donné qu'il était fait appel à de très forts grossissements, il y avait intérêt à choisir un agent d'attaque donnant des figures de corrosion de petite taille. En me référant aux travaux de R.E. KEITH et J.J. GILMAN (1960), j'avais d'abord retenu l'acide acétique concentré, agissant pendant 360 sec. Cependant, différents examens que j'ai effectués, au laboratoire de Minéralogie et Pétrographie de Strasbourg, en collaboration avec C. DUPUY, ont montré que les figures de corrosion obtenues dans ce cas ne se formaient qu'au moment où le cristal était rincé dans l'eau distillée. Par suite, j'ai adopté un mélange acide acétique et eau distillée tel que la surface de l'échantillon soit recouverte par les bulles produites par la corrosion. L'expérience a montré qu'il était nécessaire de faire varier la proportion d'acide et d'eau avec la qualité des cristaux étudiés et l'orientation de la section par rapport à la direction de l'axe optique. Dans tous les cas, j'ai arrêté l'attaque avant que les bulles ne se détachent des échantillons et, pour chacun d'eux, j'ai retenu le temps d'attaque donnant les figures de corrosion les plus nettes et les plus petites, une augmentation de ce temps conduisant à un aplatissement progressif des figures.

Dans le cas des surfaces polies, l'expérience a montré que l'opération de polissage ne nécessitait pas que des modifications soient apportées à la technique d'attaque. G. BEILBY (1921) avait pensé que la couche polie résultait d'un écoulement de matière entraînant la formation d'un revêtement amorphe semblable au verre. Cependant, H. RAETHER (1933) et H.G. HOPKINS (1936), utilisant la méthode de diffraction électronique, ont montré que la couche polie recouvrant la face de clivage de la calcite est bien cristalline et si parfaitement orientée qu'elle fait partie intégrante du cristal. G.I. FINCH (1937) a observé, cependant, que la cristallisation est moins parfaite lorsque la surface est nettement inclinée par rapport aux plans de clivage que lorsqu'elle est parallèle à ces plans.

En fait, avec le spath d'Islande, les figures de corrosion observées sur les surfaces polies parallèles au clivage étaient moins nettes que celles obtenues sur les surfaces de clivage. Sur les surfaces inclinées par rapport à la surface de clivage, il a été très difficile d'obtenir des figures de corrosion.

Les travaux de G. PFEFFERKORN (1950) faisant allusion à des « collines » de corrosion, j'ai effectué des essais d'attaque prolongée avec de l'acide chlorhydrique dilué à 0,05 % afin de préciser le relief des figures de corrosion.

Dans le cas des attaques à l'acide acétique comme dans celui des attaques à l'acide chlorhydrique, les échantillons ont été soigneusement séchés avec du papier Joseph. Les proportions d'acide et d'eau sont exprimées en pourcentage en volume.

3) Techniques microscopiques

a) Microscopie optique

Avant de procéder aux examens par microscopie électronique, j'ai déterminé au microscope métallographique, d'une part, la composition de la solution susceptible de donner naissance, sur le rhomboèdre de spath d'Islande, à des figures de corrosion petites et nettes et d'autre part, l'orientation de ces figures par rapport à l'axe ternaire du cristal.

b) Microscopie électronique

J'ai préparé les empreintes, aussitôt après attaque des échantillons, avec du vernis cellulosique ou du rhodoïd mais principalement avec du rhodoïd. Elles ont été ensuite ombrées au platine carbone ou au carbone.

Nous avons également effectué des examens de surfaces polies de calcite, par réplique directe avec

ombrage au platine carbone, les empreintes étant décollées en faisant séjourner l'échantillon dans un bain d'eau distillée légèrement acidulée.

Dans le cas des surfaces de rupture, des essais de réplique directe ont été faits, suivant la technique adoptée en microfractographie, mais le décollage dans l'eau acidulée n'a donné que des fragments de membrane de carbone trop petits pour permettre un examen valable. Par suite, j'ai pris les empreintes avec du rhodoïd ramolli dans un bain d'acétone.

Une série d'examen en stéréo-micrographie a permis de connaître le relief des préparations, des points de repère étant pris afin de pouvoir apprécier le sens de ce relief.

Les études ont été faites, en collaboration avec C. de RANGO (1962), avec un microscope JEM-5G, au Service de Microscopie électronique des laboratoires de Bellevue.

B. — Etude des différents types de cristaux

1) Cristal de calcite pure (spath d'Islande)

a) Etude des plans de clivage {10.1}

1. — SURFACES ATTAQUÉES PAR UNE SOLUTION A 50 % DE $\text{CH}_3\text{CO}_2\text{H}$ PENDANT 60 SEC.

Une étude préliminaire au microscope optique m'a permis d'observer, sur une surface de clivage, différents alignements de figures de corrosion orientés suivant deux directions de plans de clivage

complémentaires ainsi que des empilements de figures au voisinage d'un joint de clivage (fig. VIII-5). J'ai vérifié par ailleurs que, sur chacune des faces de clivage, les figures de corrosion sont en forme de triangles curvilignes dont la base est dirigée vers l'axe ternaire du rhomboèdre. Au microscope électronique, nous avons observé des figures de même forme (fig. VIII-6).



FIGURE VIII-6

Spath d'Islande.

Surface de clivage {10.1}, attaquée 60 sec par $\text{CH}_3\text{CO}_2\text{H}$ à 50 %. ($\times 7400$).

2. — SURFACES ATTAQUÉES PAR UNE SOLUTION A 0,05 % D'HCl PENDANT 5 HEURES.

Ce style d'attaque, préconisé par G. PFEFFERKORN, nous a donné une série de figures présentant, parfois, une certaine symétrie (fig. VIII-7).

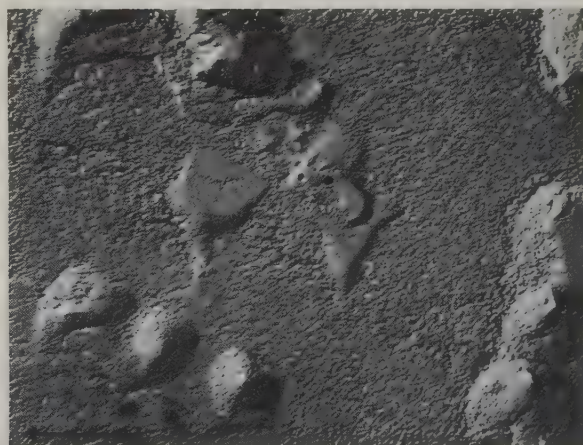


FIGURE VIII-7

Spath d'Islande.

Surface de clivage {10.1}, attaquée 5 h par HCl à 0,05 %. ($\times 14000$).

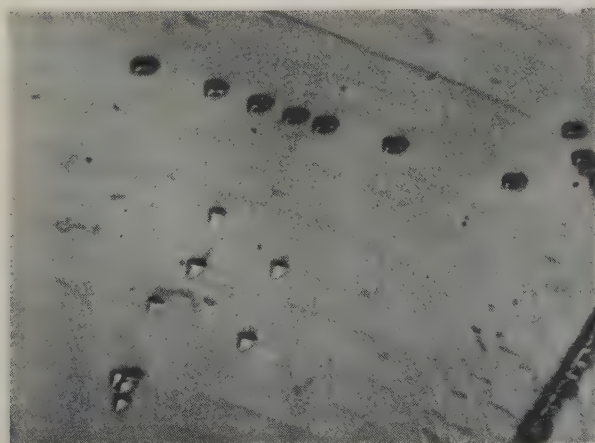


FIGURE VIII-5

Spath d'Islande.

Surface de clivage {10.1}, attaquée 50 sec par $\text{CH}_3\text{CO}_2\text{H}$ à 50 % ($\times 400$).

Une étude comparée, par stéréo-micrographie, des figures obtenues avec l'acide acétique et avec l'acide chlorhydrique nous a montré que les premières se détachent en creux sur la surface du cristal. Elles correspondent à la présence de lignes de dislocations ou d'impuretés dans le cristal. Les secondes, par contre, sont en relief. G. PFEFFERKORN les nomme, à juste titre, collines de corrosion et explique leur formation par une attaque préférentielle des zones perturbées du cristal entre lesquelles se trouvent isolées des collines dont la vitesse d'attaque est plus faible.

Nous avons ainsi affaire, avec l'attaque rapide à l'acide acétique et l'attaque lente à l'acide chlorhydrique à deux modes de corrosion donnant des reliefs inverses l'un de l'autre.

b) Etude suivant des plans différents de {10.1}

1. — SURFACES DE CLIVAGE {00.1} et {01.2}

Comme pour les clivages {10.1}, nous avons effectué les attaques avec un mélange à 50 % de $\text{CH}_3\text{CO}_2\text{H}$. Le plan {00.1}, attaqué pendant 50 s, a donné des figures en forme de triangle équilatéral qui, d'après la position de l'ombrage, paraissent être en relief (fig. VIII-8).



FIGURE VIII-8

Spath d'Islande.

Surface de clivage {00.1}, attaquée 50 sec par $\text{CH}_3\text{CO}_2\text{H}$ à 50 %. ($\times 22.400$).

Sur le plan {01.2}, une attaque de 40 s nous a permis d'observer des figures de corrosion comparables à celles obtenues avec le plan {10.1} (fig. VIII-9). Elles voisinent avec des séries de chevrons, formés par un empilement de gradins en relief (a), dont les arêtes font entre elles un angle de 90° et sont parallèles à deux des côtés des figures de corrosion (b). Ces plans doivent correspondre à la

mise en relief, par la corrosion, des plans {10.1} qui, sur le plan {01.2} se recoupent suivant des angles droits. La formation de ces figures d'attaque ne semble pas être liée à la présence de dislocations ou d'impuretés.



FIGURE VIII-9

Spath d'Islande.

Surface de clivage {01.2}, attaquée 40 sec par $\text{CH}_3\text{CO}_2\text{H}$ à 50 %. ($\times 6.000$).

2. — SURFACES POLIES

Nous nous proposons de savoir dans quelles conditions les figures de corrosion peuvent apparaître sur des surfaces polies d'orientation variable et, par suite, si l'on pouvait espérer en obtenir sur des surfaces polies de roches calcaires.

a) Surfaces polies parallèlement aux surfaces de clivage {10.1}

Sur ces surfaces, attaquées pendant 60 s par une solution à 50 % de $\text{CH}_3\text{CO}_2\text{H}$, nous avons observé, à l'aide de répliques directes, des figures de corrosion en forme de triangles légèrement curvilignes analogues à celles observées sur les surfaces de clivage, mais de contours moins nets.

b) Surfaces polies suivant des plans différents du plan {10.1}

1°) Famille de plans contenant la diagonale de direction [10.0]

Nous avons fait varier l'angle dièdre entre ces plans et le plan {10.1} de 2° à 80° et avons tout d'abord utilisé, pour l'attaque, un mélange à 50 % de $\text{CH}_3\text{CO}_2\text{H}$. Nous avons observé des figures de corrosion pour un angle de 6° avec une attaque de 30 s et pour un angle variant entre 25° et 35° avec une attaque de 15 à 35 s. Au delà de 35° , nous avons adopté, après plusieurs essais, une solution à 33 % de $\text{CH}_3\text{CO}_2\text{H}$ pendant 20 s mais n'avons pas observé de figures de corrosion.

2°) Famille de plans contenant l'arête de direction [10.1]

Nous avons fait varier l'angle dièdre entre ces plans et le plan {10.1} de 2 à 52°, c'est-à-dire environ jusqu'au plan de symétrie du rhomboèdre. Les attaques ont d'abord été effectuées avec un mélange à 50 % de $\text{CH}_3\text{CO}_2\text{H}$. Entre 15 et 35° se sont formées quelques figures pour une attaque de 15 s. Avec un angle de 35°, en particulier, nous avons obtenu des figures dissymétriques (fig. VIII-10).



FIGURE VIII-10

Spath d'Islande.

Surface polie contenant l'arête de direction [10.1] faisant avec le clivage {10.1} un angle de 35° (réplique directe), attaquée 15 sec par $\text{CH}_3\text{CO}_2\text{H}$ à 50 %. ($\times 36.000$).

Au delà de 35° une solution à 33 % de $\text{CH}_3\text{CO}_2\text{H}$ pendant 20 s n'a pas donné de figures de corrosion.

De cette étude des surfaces polies il ressort donc qu'il est possible, dans certaines directions, d'obtenir des figures de corrosion, mais leur forme générale diffère légèrement de celles obtenues sur les surfaces de clivage, leurs contours sont moins nets et leur symétrie peut être modifiée.

2) Cristal de calcite laiteuse de Carrare (45)

Une surface de clivage d'un rhomboèdre de calcite d'aspect laiteux a été attaquée, pendant 30 s, avec une solution à 84 % de $\text{CH}_3\text{CO}_2\text{H}$. Nous avons observé des figures de corrosion de forme analogue à celles obtenues avec le spath d'Islande, mais de taille nettement inférieure (fig. VIII-11).

3) Surface de clivage de cristaux de marbre de Mosset (53)

Le marbre de Mosset, étant formé par de gros cristaux de calcite, il était possible d'étudier le



FIGURE VIII-11

Marbre de Carrare (45).

Surface de clivage {10.1}, attaquée 30 sec par $\text{CH}_3\text{CO}_2\text{H}$ à 84 %. ($\times 14.400$).

phénomène de corrosion sur leurs surfaces de clivage. L'échantillon a été attaqué, pendant 30 s, avec une solution à 84 % de $\text{CH}_3\text{CO}_2\text{H}$ et plusieurs plans de clivage ont été étudiés : la plupart ont montré des figures de corrosion (fig. VIII-12) de forme et de taille comparables à celles observées sur le cristal de Carrare. Sur une autre surface de clivage cependant, nous avons remarqué des figures de forme rectangulaire et de structure très fine (fig. VIII-13).

Dans les deux cas, nous avons observé de nombreuses macles, mises en évidence par deux systèmes d'orientation des figures de corrosion, tandis

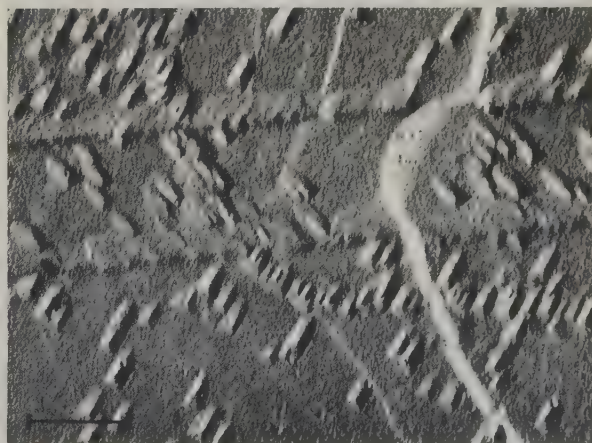


FIGURE VIII-12

Marbre de Mosset (53).

Surface de clivage, attaquée 30 sec par $\text{CH}_3\text{CO}_2\text{H}$ à 84 %. ($\times 13.600$).



FIGURE VIII-13

Marbre de Mosset (53).

Surface de clivage, attaquée 30 sec par $\text{CH}_3\text{CO}_2\text{H}$ à 84 %.
($\times 9.800$).

FIGURE VIII-14

Marbre de Mosset (53).

Surface de clivage, attaquée 30 sec par $\text{CH}_3\text{CO}_2\text{H}$ à 84 %.
($\times 7.200$).

qu'au passage des gradins de clivage, ces figures conservent la même orientation (fig. VIII-12). Alors que l'examen en lame mince avait montré la présence, dans les cristaux, de quelques éléments de macle discontinus, l'étude des répliques a permis de voir un élément de macle se terminant en biseau (fig. VIII-14).

L'observation de différents systèmes de macles nous a montré que les figures de corrosion formées sur le cristal principal et sur l'élément maclé ont la même taille et la même netteté et présentent une densité statistiquement équivalente; l'élément maclé est donc dans un état de perfection comparable à celui du cristal principal, ce qui est contraire aux observations effectuées par E. V. KOLONTSOVA, YU. G. SOROKINA et I. V. TELEGINA (1959) sur un cristal maclé artificiellement.

4) Calcaires microcristallins

Le problème consistait à mettre en évidence les orientations et les limites respectives des différents cristaux constituant les calcaires microcristallins.

Nous avons travaillé sur des surfaces polies et sur des surfaces de rupture.

a) *Surfaces polies* : Des échantillons de calcaire en plaquettes de la vallée du Guil (25) ont été polis, puis attaqués 30 s par une solution à 89 % de $\text{CH}_3\text{CO}_2\text{H}$. Ceci a permis de voir l'influence importante de l'orientation du cristal sur l'intensité de la corrosion : chaque cristal étant attaqué différemment, il a été possible d'identifier les joints de grains. D'autre part, à l'intérieur d'un même cristal, les lignes de clivage ont pu être distinguées des cassures et des joints de macle (fig. VIII-15). Quelques figures de corrosion en forme de pyramides à bases équilatérales ont été observées en stéréo-micrographie.

b) *Surfaces de rupture* : Nous avons étudié, en particulier, des surfaces de rupture du marbre de Guillestre laminé (3) que nous avons attaquées 60 s avec une solution à 84 % de $\text{CH}_3\text{CO}_2\text{H}$.

TABLEAU VIII-1

Variation de la dimension et de la densité des figures de corrosion sur les cristaux de calcite

Nature de l'échantillon	Dimension des figures en μ	Densité des figures / μ^2
Spath d'Islande	$5 \times 2,6$	1 figure/118
Cristal de calcite laiteuse de Carrare (45)	$0,4 \times 0,2$	1 figure/ 0,20
Marbre de Mosset (53) { figure triangulaire	$0,4 \times 0,18$	1 figure/ 0,20
figure rectangulaire	$0,4 \times 0,32$	1 figure/ 0,32
Marbre de Guillestre laminé (3)	$0,2 \times 0,1$	1 figure/ 0,07

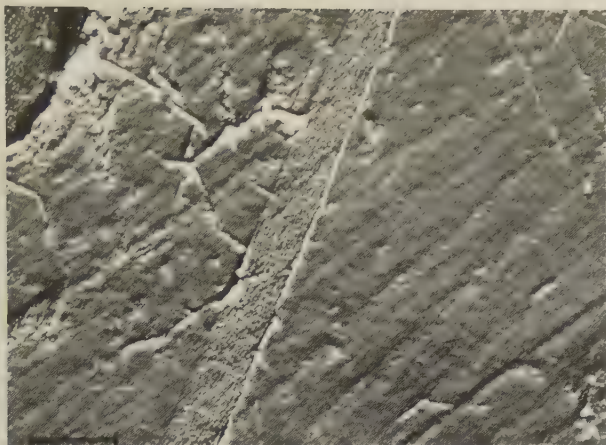


FIGURE VIII-15

Vallée du Guil, calcaire en plaquettes (25).
Surface polie, attaquée 30 sec par $\text{CH}_3\text{CO}_2\text{H}$ à 89 %.
($\times 11.200$).

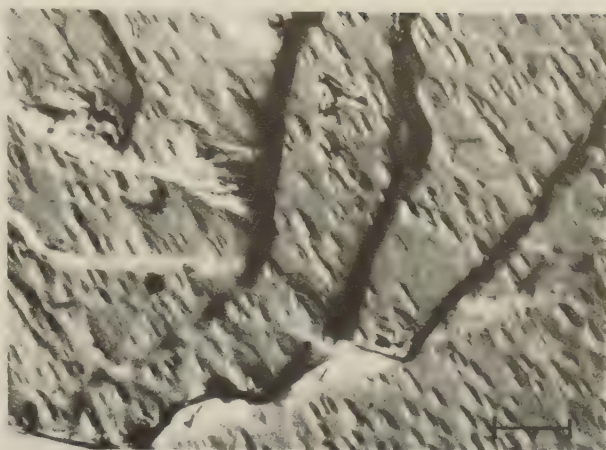


FIGURE VIII-17

Vallée du Guil, marbre de Guillore laminé (3).
Surface de rupture perpendiculaire à la stratification
attaquée 60 sec par $\text{CH}_3\text{CO}_2\text{H}$ à 84 %. ($\times 10.000$).

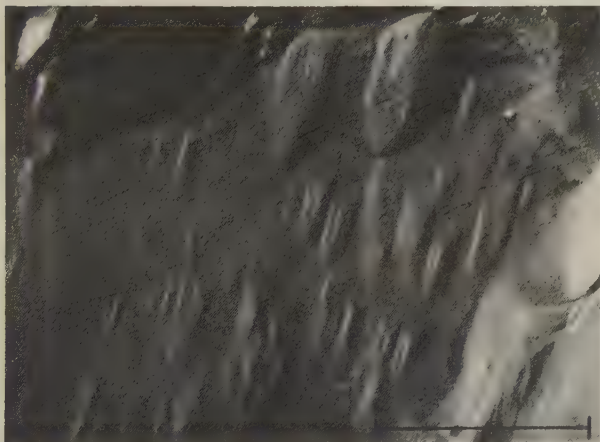


FIGURE VIII-16

Vallée du Guil, marbre de Guillore laminé (3).
Surface de rupture, parallèle à la stratification, attaquée
60 sec par $\text{CH}_3\text{CO}_2\text{H}$ à 84 %. ($\times 28.000$).

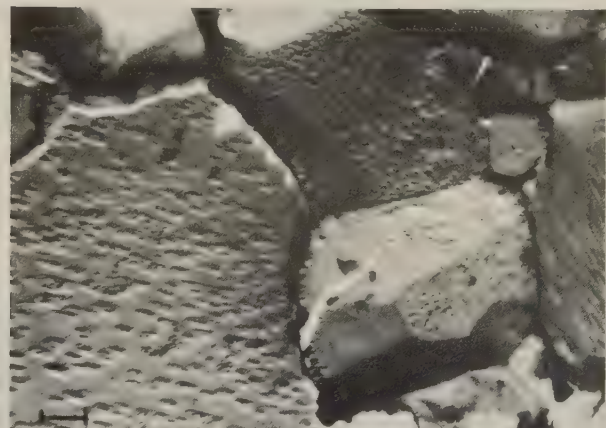


FIGURE VIII-18

Vallée du Guil, marbre de Guillore laminé (3).
Surface de rupture perpendiculaire à la stratification,
attaquée 60 sec par $\text{CH}_3\text{CO}_2\text{H}$ à 84 %. ($\times 6.300$).

1. — SURFACES DE RUPTURE PARALLÈLES A LA STRATIFICATION

Nous avons observé un certain nombre de figures de corrosion, de forme ogivale, qui ne paraissent pas s'être formées sur un plan de clivage (fig. VIII-16).

2. — SURFACES DE RUPTURE PERPENDICULAIRES A LA STRATIFICATION

Différents types de corrosion ont été observés :

— Sur des plans de clivage, des figures de corrosion de forme ogivale permettent de reconnaître, par leur parallélisme, une succession de gradins de clivage (fig. VIII-17).

— Sur d'autres cristaux, dont la surface n'est pas plane, apparaissent des pointements de petites pyramides de même orientation. Elles évoquent une surface de rupture qui se serait produite plus ou moins obliquement par rapport à l'axe ternaire de la maille de clivage rhomboédrique, laquelle se trouve ainsi mise en relief par la corrosion (fig. VIII-18).

Un certain nombre de cristaux enfin, ne présentent pas de traces de corrosion géométrique mais leurs limites sont nettes.

Etant donné que, dans la calcite, existe une grande cohésion intracristalline et que les clivages ne se forment facilement que suivant les plans

{10.1}, il est très probable que les surfaces observées sont, mises à part ces surfaces de clivage, des surfaces de rupture intergranulaire.

Ainsi, pour l'étude des calcaires microcristallins, les observations effectuées par microfractographie (avec la technique de double réplique) paraissent préférables, par la richesse de structure qu'elles révèlent, à celles effectuées sur des surfaces polies.

III. — Conclusion

Cette étude, faisant la jonction entre les observations au microscope optique et celles réalisées au microscope électronique, met en évidence l'intérêt de cette dernière technique pour l'analyse des microstructures des roches calcaires. Elle montre en outre que, lorsque l'on passe du spath d'Islande au groupe calcite de Carrare - marbre de Mosset, puis au marbre de Guillestre laminé, la taille des figures diminue considérablement et leur densité

croît (tableau VIII-1). Ce fait est remarquable, car il montre l'influence du mode de cristallisation sur la taille et la densité des figures de corrosion. La calcite laiteuse de Carrare et le marbre de Mosset ont tous deux subi, en effet, une recristallisation poussée au cours du métamorphisme. Le marbre de Guillestre, par contre, n'a pas subi de recristallisation importante, mais une déformation plastique intense. La densité élevée de ses figures de corrosion peut être rapprochée des indications de J. FRIEDEL (1956) relatives à la multiplication des dislocations au cours de la déformation plastique.

Il m'a paru intéressant de donner ce tableau, établi d'après nos clichés d'étude, mais je ne l'ai fait qu'à titre indicatif, une étude statistique à plus grande échelle n'ayant pas été effectuée.

Ce travail a permis, en outre, de connaître les effets de la corrosion sur des surfaces de clivage différentes des clivages {10.1} et sur des surfaces polies. Il a facilité ainsi la connaissance de la structure des calcaires cryptocristallins qu'il était difficile de connaître par la méthode optique.

B. — ANALYSE DE L'ORIENTATION PRÉFÉRENTIELLE DES CRISTAUX

Au cours du chapitre IV a été analysé le mécanisme de déformation des roches calcaires et il a été démontré que, lorsqu'une roche calcaire est soumise à une pression orientée dépassant un certain seuil, elle se déforme plastiquement. Cette déformation se produit par mise en jeu de divers mécanismes qui ont pour conséquence d'amener progressivement les axes optiques des cristaux à s'orienter parallèlement à la direction de compression maxima. Il en résulte une anisotropie de la roche plus ou moins marquée. Par suite, l'analyse

statistique de l'orientation des cristaux d'une roche calcaire peut donner des indications sur les pressions auxquelles elle a été soumise.

Cette analyse de l'orientation préférentielle des cristaux par rapport à une direction privilégiée de l'échantillon peut être effectuée, au niveau du cristal proprement dit, par les méthodes optiques (chap. IX) et dilatométriques (chap. X).

Au niveau des plans réticulaires, l'anisotropie est susceptible d'être mise en évidence par les rayons X (chap. XI).

CHAPITRE IX

MÉTHODE D'ANALYSE METTANT EN JEU LES PROPRIÉTÉS OPTIQUES DE LA CALCITE

L'anisotropie du cristal de calcite se manifeste, nous l'avons vu (cf. p. 16), par une différence de vitesse de propagation de la lumière polarisée et par une variation dans la réflexion des rayons infrarouges liée à l'orientation du faisceau lumineux par rapport à la structure de la maille cristalline.

I. — Analyse au microscope polarisant

Des remarques concernant l'orientation préférentielle des cristaux de certaines roches se trouvent dans les travaux de G. CESARO (1903), O. LEHMANN (1903), C. K. LEITH (1905) et G. B. TRENER (1906).

Cependant, c'est B. SANDER (1911, 1915 et 1930) qui, le premier, établit les rapports existant entre l'orientation des cristaux et la déformation subie par la roche.

Les mesures statistiques d'orientation des cristaux furent exécutées, tout d'abord, avec un simple microscope polarisant. Par la suite, B. SANDER, W. SCHMIDT et G. FISCHER imaginèrent d'appliquer à ces mesures, la platine de FEDEROV complétée par M. BEREK (1924).

A. — Principe de la méthode

La méthode consiste à repérer, dans une lame mince dont la position par rapport à l'échantillon,

lui-même orienté dans l'espace, est bien déterminée, soit l'orientation de l'axe optique des différents cristaux, soit l'orientation de leurs plans de macle ou de clivage.

Cette étude se fait de façon statistique : des mesures sont effectuées sur 100 à 500 grains ou plus suivant la nature des minéraux.

En première analyse, une orientation préférentielle marquée peut-être diagnostiquée, entre nicols croisés, d'après l'uniformité des teintes de polarisation. En lumière polarisée non analysée, il est possible de repérer l'orientation générale des cristaux grâce à l'importante variation de relief des grains liée à la différence des indices de la calcite par rapport à celui du baume de Canada : l'axe optique se trouve toujours dans la direction suivant laquelle l'indice et le relief sont les plus faibles. D'autre part, il se situe dans l'angle obtus des plans de clivage.

Ces diverses méthodes permettent un contrôle mais une analyse de l'orientation des cristaux peut être effectuée, avec plus de précision, en employant une platine universelle orientable, rendant possible l'examen des préparations suivant toutes les directions de l'espace.

B. — La platine universelle

Il existe des platines à 2, 4 et 5 axes de rotation mais, en pratique, la platine à 4 axes est la plus utilisée. En position fondamentale, ses axes forment un trièdre trirectangle : les deux axes horizontaux A_2 et A_4 sont parallèles aux plans de polarisation des nicols, les axes verticaux A_1 et A_3 sont parallèles à l'axe A_5 du microscope (fig. IX-1).

C. — Méthode de mesure

1) Relevé des coordonnées des directions remarquables des cristaux

La méthode d'application de la platine universelle à l'analyse des structures, mise au point par B. SANDER, est exposée dans son ouvrage « *Gefügekunde der Gesteine* » (1930). Depuis, des auteurs de langue anglaise, ayant séjourné à l'Université d'Innsbruck, ont décrit à nouveau cette méthode (voir par ex. : C. HAFF, 1938 et H.W. FAIRBAIRN, 1949).

a) Mesure de l'orientation des axes optiques

La méthode de mesure de l'orientation des axes optiques est centrée sur les propriétés de l'ellip-

soïde des indices. Elle consiste à faire subir, à chacun des cristaux d'une lame mince, une rotation telle que l'axe de son ellipsoïde devienne parallèle à l'axe A_5 ou à l'axe A_4 .

Les coordonnées de cet axe sont lues sur les graduations permettant de contrôler le déplacement de la platine autour des différents axes.

b) Mesure de l'orientation de certains plans du réseau cristallin

L'orientation des plans de clivage et de macle du cristal de calcite peut être repérée avec la platine universelle. Les mesures s'effectuent sans analyseur; la méthode consiste à amener le plan à étudier à être vertical et parallèle à l'axe A_4 .

La direction et le pendage de ce plan sont repérés, comme pour les mesures d'axes optiques, sur les graduations de la platine universelle.

c) Précision des méthodes de mesure

La précision avec laquelle peut être mesuré, dans un cristal biaxe, l'angle des axes optiques varie, d'après H.W. FAIRBAIRN et T. PODOLSKY (1951), entre $0,02^\circ$ et $0,6^\circ$. Ceci donne un ordre de grandeur de la précision qui peut être obtenue dans le cas d'un cristal uniaxe.

Celle-ci varie, d'autre part, en fonction de l'orientation des cristaux. L'amplitude des mouvements de la platine étant, en effet, limitée, il existe tout un domaine dans lequel les mesures risquent d'être faussées. A cause de cela, il y a intérêt à effectuer des mesures dans trois plaques orientées suivant trois directions perpendiculaires entre elles.

Les mesures ne peuvent être effectuées qu'avec les préparations dont les grains ont un diamètre permettant un examen précis. Le nombre des grains n'ayant pu faire l'objet d'une mesure doit être noté.

Indépendamment du réglage de l'appareil, différents facteurs peuvent intervenir qui nécessitent

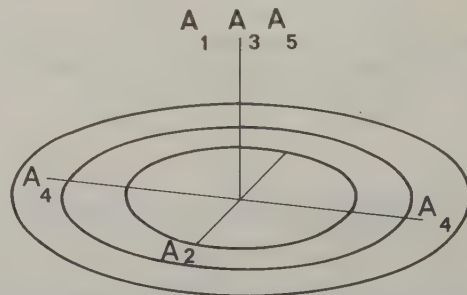


FIGURE IX-1

Position fondamentale des axes d'une platine universelle à 4 axes par rapport à l'axe du microscope.

que des corrections soient apportées aux mesures effectuées :

1. — Certains minéraux, tels que la calcite, n'ont pas le même indice de réfraction que les hémisphères de verre entre lesquels la lame mince est placée. Il est donc nécessaire d'apporter des corrections à l'angle d'inclinaison de la platine (M. BEREK, 1924; A.W. KLEEMAN, 1952).

2. — Dans le cas où l'agrégat étudié contient des éléments de forme allongée, il n'est pas certain qu'une lame mince indique la répartition réelle de ces éléments dans l'espace. Les cristaux allongés, dont le grand axe est perpendiculaire à la coupe, sont, en effet, plus sûrement intersectés par la lame que ceux qui lui sont parallèles. Ceci peut conduire à une orientation préférentielle apparente mais non réelle (W. H. WOOD et Z. V. JIZBA, 1950). Une méthode mathématique de correction de cet effet de coupe a été proposée par B. SANDER, D. KASTLER et J. LADURNER (1954) et par T. KAEMMEL (1955). Afin d'éviter ce type d'erreur, K. A. JONES (1959), suggère l'utilisation de coupes orientées à 45° de l'axe d'allongement des cristaux ou de deux sections faisant entre elles un angle de 45° ou 90° .

2) Méthodes d'étude des différents cristaux d'une lame mince

Deux types de méthodes peuvent être utilisés suivant que l'on peut se contenter de mesures concernant des grains indéterminés ou que l'on désire, au contraire, avoir des mesures relatives à des grains déterminés.

a) Mesures de grains de position indéterminée

La technique consiste à faire subir à la lame un déplacement contrôlé, à la fois, par les fils du réticule et par les graduations du guide-lame, de façon à explorer un certain domaine de la préparation en étudiant successivement ses différents cristaux. Les mesures effectuées sont notées, mais sans que chacune d'elles puisse être reliée, par la suite, à un cristal donné.

b) Mesures de grains de position déterminée

La technique de mesure, mise au point par B. SANDER (1934) sous le nom d'« *Achsenverteilungsanalyse* » (A.V.A.), consiste à dessiner ou photographier le secteur de lame étudié et à assigner un numéro à chaque grain, de façon à ce que les mesures effectuées soient reliées à un cristal déterminé. Ceci permet de réaliser divers regroupements de mesures, conduisant à une analyse détaillée du comportement des cristaux de l'agrégat.

Différentes applications de cette méthode ont

été effectuées par H. RAMSAUER (1941), J. LADURNER (1952), I. SCHÄFFLER - ZOZMANN (1955), I. SCHÜLLER (1955), sous la direction de B. SANDER qui en a analysé les possibilités dans son ouvrage paru en 1950.

D. — Les diagrammes

1) Pointage des directions mesurées

W. SCHMIDT est le premier à avoir imaginé de représenter dans l'espace les directions mesurées en les projetant sur la partie inférieure d'une sphère. Le canevas de WULFF, projection stéréographique des méridiens et parallèles d'une sphère, donne les relations angulaires réelles des lignes et des plans mais les surfaces qu'ils délimitent, au centre du canevas, diffèrent beaucoup de celles qu'ils délimitent sur ses bords. C'est pourquoi, dans les analyses structurologiques où l'on désire exprimer la concentration dans l'espace des directions cristallographiques mesurées, on emploie le canevas sélectionné par W. SCHMIDT (1925) qui est équivalent. Cependant, ce canevas n'est pas entièrement satisfaisant car une importante distorsion persiste entre les secteurs de l'équateur et ceux des pôles. D'autre part, au cours de l'interprétation des diagrammes, on est amené à tenir compte de la position relative des maxima alors qu'en fait, les valeurs des angles ne sont pas absolument exactes.

2) Evaluation de la densité des points sur le diagramme

Afin de pouvoir interpréter les diagrammes de points, obtenus d'après les mesures effectuées à la platine universelle, il est nécessaire d'apprécier statistiquement leur répartition. La méthode la plus utilisée pour la détermination du pourcentage de distribution des points, est celle proposée par W. SCHMIDT (1925) et B. SANDER (1930) et décrite depuis par divers auteurs tels que C. HAFF (1938) et H. W. FAIRBAIRN (1949). Elle utilise un compteur de points circulaire dont la surface est égale au centième de celle du diagramme. Le déplacement méthodique de ce compteur permet de connaître le pourcentage des points sur l'ensemble du diagramme.

A partir des chiffres obtenus peuvent être tracées les courbes englobant les surfaces de même densité ou de densités voisines. En vue d'obtenir une meilleure reproductibilité de la technique, O. MELLIS (1942) et D. FLINN (1958) ont proposé l'utilisation des cercles de comptage pour effectuer les contours autour des points.

E. — *Interprétation des diagrammes*1) *Position relative des axes et des pôles de lamelles*

De par la position relative des plans de macle {01.2} et de l'axe optique du cristal de calcite, lorsque l'axe optique est en position verticale et que le cristal tourne autour de cet axe, les pôles des plans de macle se placent sur un cercle situé à 26° de l'axe optique.

Réciproquement, lorsque, dans une roche calcaire, les plans de macle {01.2} ont tendance à s'orienter parallèlement les uns aux autres, leurs pôles se rassemblent, sur le diagramme, en un point et sont entourés par une couronne d'axes optiques distante de 26° (B. SANDER, 1930).

2) *Analyse de la symétrie des diagrammes*

En pratique, les axes optiques des cristaux d'une roche calcaire se regroupent en maxima dont le degré de symétrie est caractéristique de la déformation subie.

H. WINCHELL (1937) a proposé une méthode mathématique de détermination de l'anisotropie des diagrammes. D. FLINN (1958) souligne l'intérêt qu'il y a à déceler une orientation préférentielle, même très faible et présente différents tests de reconnaissance de l'anisotropie. Cependant, comme dans toute étude statistique, il importe de savoir reconnaître si les caractères de la distribution obtenue sont significatifs ou sont un effet du hasard. Les critères formulés ont été analysés et discutés par F. CHAYES (1949).

Dans tous les cas, il est toujours préférable de disposer de diagrammes correspondant à deux ou trois directions perpendiculaires du même échantillon afin d'avoir une certitude plus grande de son anisotropie. Pour comparer valablement les diagrammes obtenus suivant deux directions différentes, il est nécessaire de faire effectuer à l'un d'eux une rotation de façon à ce que leur orientation soit la même. La technique de rotation des diagrammes, décrite tout d'abord par B. SANDER (1930) puis par C. HAFF (1938), E.B. KNOPF (1938), H.W. FAIRBAIRN (1949) consiste à faire subir aux contours du diagramme primitif une rotation d'un angle égal au nombre de degrés séparant les deux faces étudiées.

Lorsque les cristaux d'un agrégat n'ont pas une orientation préférentielle marquée, leur diagramme ne présente pas de plan de symétrie net. Tel est le cas du diagramme donné par le marbre de Mosset (53) (fig. IX-2).

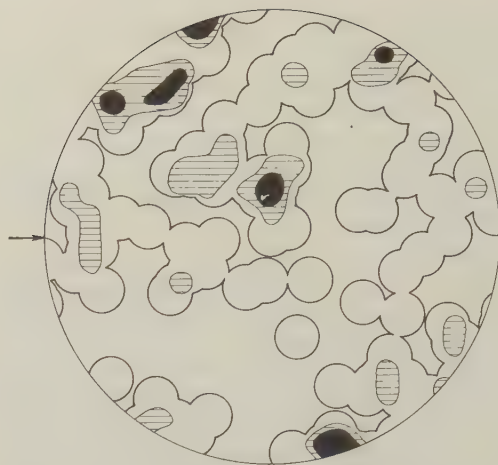


FIGURE IX-2

Marbre de Mosset (53).

Projection de 115 axes optiques. Contours : 0; 1-2; 3-4; 5-8.

Lorsque, par contre, les cristaux ont une orientation préférentielle, les diagrammes offrent un certain degré de symétrie d'après lequel B. SANDER (1930) a classé les roches calcaires déformées en « S tectonites » et « B tectonites », le terme de « tectonite » désignant, d'une façon générale, les roches ayant subi une déformation.

Les « S tectonites » correspondent aux diagrammes présentant deux maxima symétriques par rapport à un plan, qui est la « surface s » précédemment décrite (cf. p. 66) (fig. IX-3 et 4). Ce sont des roches qui ont subi une compression simple.

Les « B tectonites » sont caractérisées par un plan de symétrie, perpendiculaire à l'axe B résultant.



FIGURE IX-3

Marbre de Montani (44).

Projection de 100 axes optiques. Contours : 0; 1-2; 3-4; 5-8.

tant de l'intersection de deux ou plusieurs surfaces s et par un diagramme dont les maxima forment une couronne.

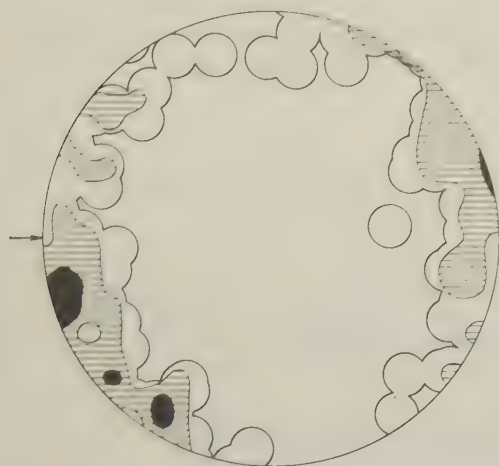


FIGURE IX-4
Marbre de Saint-Béat (54).
Projection de 100 axes optiques. Contours : 0; 1-2; 3-6; 7-12.

F. — Applications

Dès son origine, la structurologie a été conçue par B. SANDER, à l'échelle de la géologie de terrain. Les différentes techniques mises au point ont permis de connaître le mécanisme de déformation naturelle du cristal de calcite (B. SANDER et O. SCHMIDDEG, 1926; E. FELKEL, 1929) et sont à la base des observations effectuées dans le domaine expérimental (cf. chap. IV). Cependant, le but essentiel de cette méthode est l'analyse de la déformation en liaison avec la tectonique, telle qu'elle est exposée par B. SANDER en particulier dans ses traités de 1930 et 1950.

Depuis, de nombreuses applications en ont été faites dans le monde. A l'échelle du banc et de l'échantillon, l'analyse des plis ou microplis par la méthode optique permet, dans le cas des contraintes simples, de reconnaître le mécanisme par lequel ils ont pris naissance.

Ainsi, les diagrammes correspondant à des déformations dues à des glissements différentiels se produisant, au sein de l'agrégat, suivant des plans parallèles, sont caractérisés par des maxima parallèles entre eux.

Lorsque de telles S tectonites sont affectées par un plissement de style parallèle dans lequel les bancs glissent les uns par rapport aux autres en conservant à peu près leur épaisseur, les maxima

des diagrammes des flancs et charnières s'orientent de façon symétrique par rapport à la direction t de la tangente au banc en ce point.

J. LADURNER (1950) a observé une telle disposition dans deux microplis de marbre micacé, l'un provenant de Packstrasse à l'Est de Waldenstein, l'autre de la région située au Sud de Hochfeiler-Gipfel (fig. IX-5).

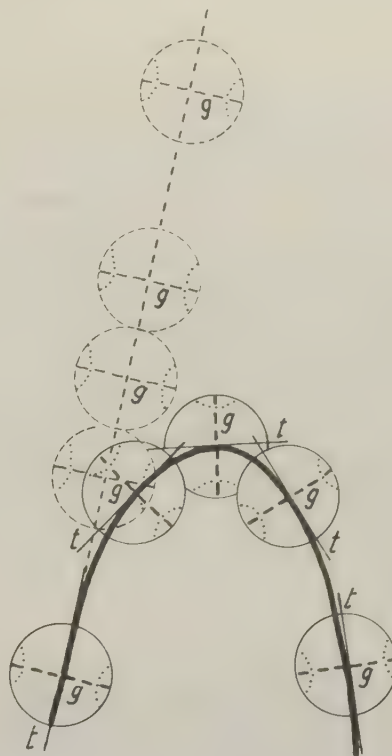


FIGURE IX-5
Micropli de Packstrasse :
orientation schématique des diagrammes et de leurs maxima
en position normale et en position déroulée
(d'après J. LADURNER, 1954).

En réunissant par une droite g les maxima des différents diagrammes et le centre de la projection, il a observé que, lorsque le pli était déroulé suivant la technique proposée par B. SANDER (1930), c'est-à-dire lorsque toutes les tangentes étaient alignées, les droites g étaient parallèles entre elles. Ceci montre que l'échantillon a subi, avant son plissement, des pressions orogéniques qui l'ont déformé plastiquement. Il en est résulté une « S tectonite » qui, par la suite, a été plissée sans que des modifications soient apportées à l'orientation de ses cristaux, c'est-à-dire qui s'est déformée sous faible pression ou par gravité (cf. p. 46).

Des plis de style plus complexe dans lesquels ont

pu intervenir les deux types de déformation, existent dans la nature. J. LADURNER (1954) décrit, dans des roches quartzifères, des plis qui peuvent être seulement partiellement déroulés et qui résultent, vraisemblablement, de la conjugaison de plis de style semblable et de style parallèle. Il est probable que de tels plis existent également dans les roches calcaires.

G. — Conclusions

Les nombreuses applications de la méthode optique faites à travers le monde témoignent de l'intérêt de cette méthode qui offre l'avantage d'une représentation dans l'espace de chacun des cristaux de l'agrégat.

D'autre part, elle rend possible la détermination assez précise, non seulement de la position des axes optiques des cristaux mais également de celle des plans de maclé et de clivage. Elle est donc, par la nature des informations qu'elle est susceptible d'apporter, une méthode fondamentale pour l'étude de la structure et de la déformation des roches.

Elle présente l'inconvénient d'être strictement limitée à l'étude des roches à structure macrogranulaire et c'est pourquoi j'ai été amenée à rechercher d'autres techniques permettant l'analyse des roches microcristallines et cryptocristallines.

II. — Spectroscopie infrarouge

En prenant pour base les variations des spectres d'absorption et de réflexion en fonction de l'orientation de l'axe ternaire du cristal (cf. p. 16), différentes expériences ont été réalisées, sous la direction de M. J. LECOMTE, au laboratoire de Recherches Physiques de la Sorbonne, en collaboration avec J. MORANDAT.

A. — Spectres d'absorption

Une première série d'essais a été effectuée, en absorption, avec des lames minces de marbre de Carrare (45), puis de marbre de Saint-Béat (54), taillées parallèlement et perpendiculairement à la direction d'orientation préférentielle des axes optiques. Ces lames, d'environ 0,06 mm d'épaisseur, sont placées entre deux lamelles de NaCl servant de support. Nous avons enregistré les spectres d'absorption en lumière naturelle et en lumière polarisée par des lames de germanium, pour des fré-

quences comprises entre $2\,000\text{ cm}^{-1}$ et 600 cm^{-1} , avec un appareil Perkin-Elmer à double faisceau, modèle 21, équipé avec un prisme NaCl.

Dans les spectres, aucunes différences liées à l'orientation des axes ternaires n'ont pu être observées, l'absorption par la lame de marbre étant trop forte pour que les bandes caractéristiques apparaissent.

B. — Spectres de réflexion

La méthode par absorption ne donnant pas de résultat positif, des essais par réflexion ont été tentés, sur le conseil de J. ANDRÉ-LOUISFERT, la réflexion donnant naissance à des bandes caractéristiques particulièrement intenses.

1) Préparation des échantillons

La technique consiste à préparer deux surfaces planes, orientées parallèlement et perpendiculairement à un plan de référence de l'échantillon.

Afin d'étalonner la méthode, j'ai choisi ici, comme référence, la direction d'orientation préférentielle des axes optiques reconnue par les méthodes optique et dilatométrique (cf. chap. X).

Les faces dressées sont polies sur toile de soie avec une pâte diamantée (grains de 3μ de diamètre moyen).

2) Appareillage

Les spectres par réflexion ont été obtenus au moyen d'un appareil à réflexion mis au point par G. DEWULF et F. GANS (1956) (fig. IX-6). Dans ce

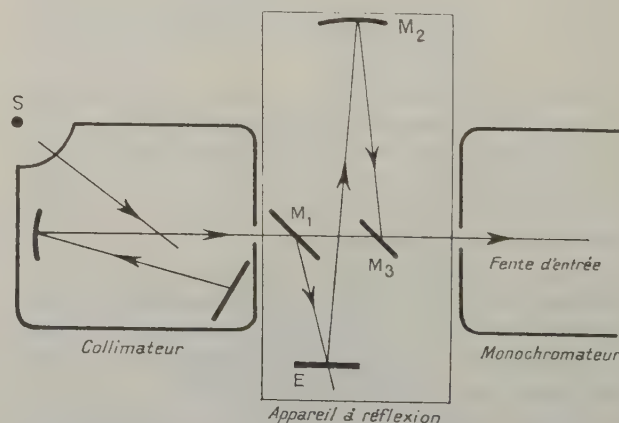


FIGURE IX-6

Dispositif pour les mesures par réflexion en infrarouge (d'après G. DEWULF et F. GANS, 1956).

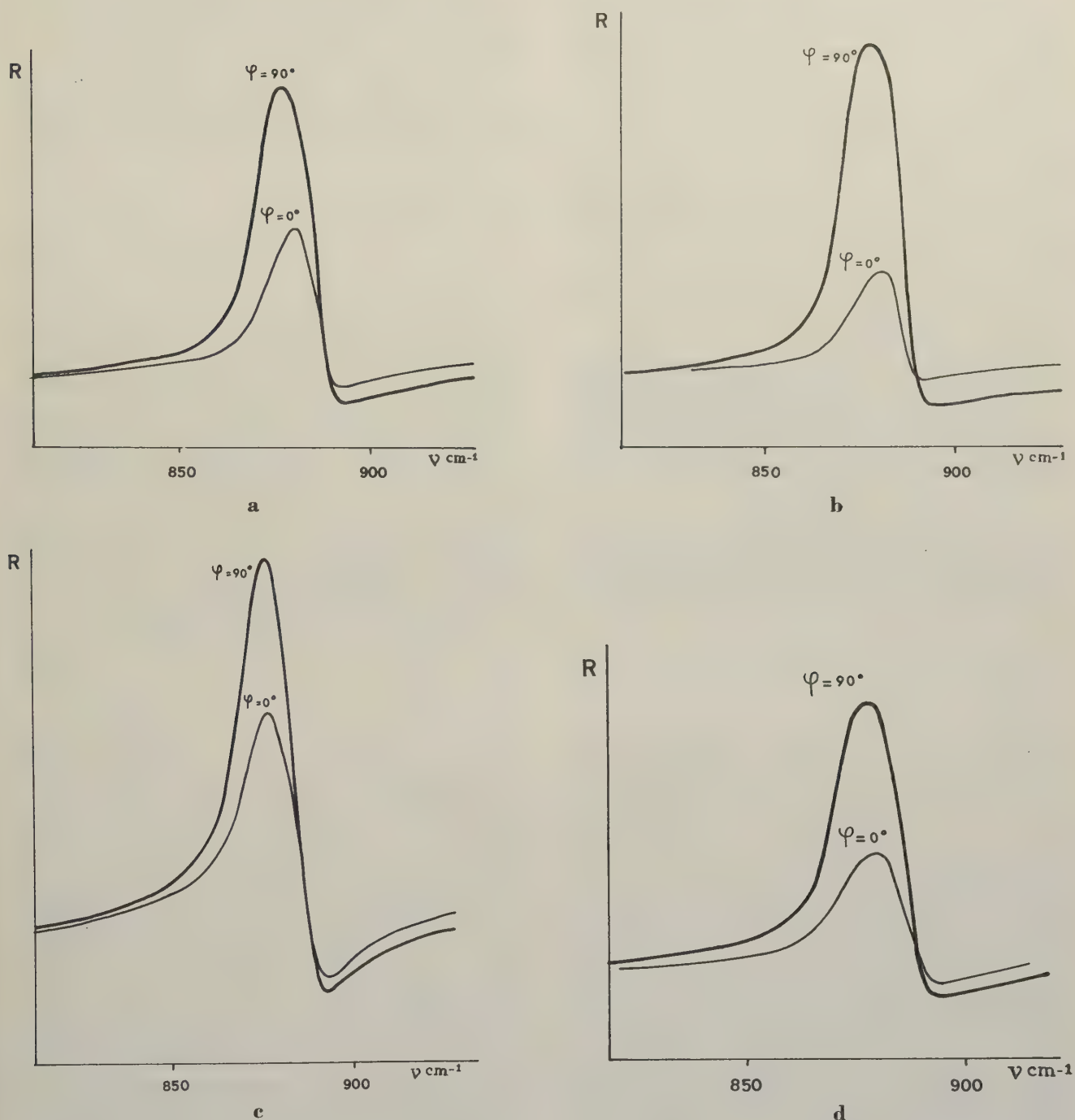


FIGURE IX-7

Variation de l'intensité de la réflexion du rayon extraordinaire de fréquence 875 cm^{-1} en fonction de son orientation par rapport à l'échantillon

φ : angle entre la normale à la surface étudiée et la direction d'orientation préférentielle des cristaux.

ν : fréquence

R : intensité de la réflexion (le pouvoir réflecteur variant entre 20 et 50 %)

a : marbre de Montani (44)

b : marbre de Saint-Béat (54)

c : marbre de Guillestre du torrent de Garnier (3)

d : marbre de Guillestre de la Pointe de Rasis (8)

dispositif, le faisceau lumineux, fourni par la source, est intercepté successivement par deux miroirs plans qui le dirigent sur l'échantillon E à étudier. La surface étudiée est délimitée par une fenêtre circulaire ou ovale, percée dans la platine porte-objet, dont le diamètre peut varier entre 5 mm et 20 mm. Le faisceau réfléchi par l'échantillon est reçu par un miroir sphérique M_2 et transmis, par l'intermédiaire d'un miroir plan M_3 , à la fente d'entrée d'un spectromètre Perkin-Elmer à simple faisceau, modèle 112, équipé avec un prisme NaCl. Nous avons enregistré des spectres, en lumière naturelle et en lumière polarisée par des lames de germanium, pour des fréquences comprises entre $1\,700\text{ cm}^{-1}$ et 600 cm^{-1} .

Etant donné que l'on avait affaire, non pas à un monocristal, mais à un agrégat dont les cristaux ont, statistiquement, une orientation préférentielle, on ne pouvait pas espérer obtenir des variations de spectres aussi nettes que celles décrites par C. HAAS (1956) mais seulement une variation dans l'intensité des bandes caractéristiques.

Effectivement, en opérant rigoureusement dans les mêmes conditions pour chacune des deux faces polies de quatre cubes, nous avons obtenu des bandes de réflexion d'intensités très différentes aussi bien en lumière naturelle qu'en lumière polarisée.

Vers 880 cm^{-1} , des bandes relativement intenses ont été enregistrées par réflexion du rayon extraordinaire sur les faces dont la normale faisait, avec

la direction d'orientation préférentielle des cristaux, un angle de 90° , des bandes peu intenses dans la direction perpendiculaire (fig. IX-7).

Un phénomène inverse a été observé pour les bandes $1\,400\text{ cm}^{-1}$ mais moins nettement, par suite de la superposition de la bande de vapeur d'eau de l'atmosphère.

C. — Conclusion

Ces résultats montrent que la technique par réflexion, que nous avons mise au point, permet d'apprécier l'orientation des cristaux d'un agrégat, qu'il soit de structure macrocristalline ou microcristalline. Ces premiers spectres sont surtout qualitatifs de sorte qu'il n'est pas certain que les différences d'intensité relative des bandes enregistrées correspondent de façon précise à leur différence d'anisotropie reconnue par ailleurs (cf. p. 102).

Mais il serait possible d'effectuer des spectres donnant le pouvoir réflecteur vrai qui permettraient de chiffrer les différences d'intensité des bandes de réflexion.

Il semble donc que cette méthode, qui met en jeu des techniques relativement simples et rapides, puisse être retenue pour apprécier le degré d'orientation préférentielle des cristaux d'un agrégat.

CHAPITRE X

DONNÉES DE LA DILATOMÉTRIE

La dilatation de la calcite présentant une anisotropie très marquée (cf. p. 16), j'ai recherché, sous la direction de M. le Professeur SAUCIER, dans quelle mesure cette propriété pouvait permettre d'étudier l'anisotropie des directions des axes ternaires des grains d'un agrégat et, partant, la déformation subie par cet agrégat.

I. — Caractères propres à la dilatation d'un agrégat

De par la structure même de l'agrégat de cristaux de calcite (cf. p. 27), la dilatation d'une roche calcaire diffère de celle du monocristal par les points suivants :

1) La dilatation d'un agrégat est la résultante de celle des grains qui le composent. Elle est donc fonction de l'orientation de chacun de ces grains dont la dilatation est, par ailleurs, gênée par la présence des grains voisins et par leur dilatation propre. Par suite, la dilatation d'un agrégat est une propriété vectorielle variable dans un même échantillon et d'un échantillon à l'autre.

2) Du fait des différences d'intensité de la dilatation d'un grain à l'autre, il doit se produire, au contact de deux grains dont l'un se dilate plus que l'autre, des décollements.

3) Les roches calcaires présentent toutes des impuretés qui, réparties en plus ou moins grand nombre à l'état intergranulaire ou intracristallin, sont susceptibles de modifier les coefficients de dilatation.

Dans un échantillon tel que le marbre de Saint-Béat (54), qui présente un coefficient de dilatation supérieur à celui de la calcite, ont pu intervenir les minéraux accessoires : apatite - orthose - phlogopite - scapolite - serpentine qui y ont été déterminés.

4) Des vides, susceptibles d'être occupés par des fluides, existent, nous l'avons vu, à l'intérieur des cristaux et entre les cristaux. Aux températures élevées, ces fluides peuvent, en se dilatant, provoquer des ruptures internes dans l'agrégat cristallin (G. DEICHA, 1961).

II. — Mesure des coefficients de dilatation linéaire des roches calcaires

A. — Historique

Les premières mesures de coefficients de dilatation de marbres sont dues à W.H.C. BARTLETT (1832), T.M. READE (1886), W. HALLOCK (1891), O.K. FRÖLICH (1907), N.E. WHEELER (1910-1911), J. KAYE et T.H. LABY (1911), E. GRÜNEISEN (1913), W.H. SOUDER et P. HIDNERT (1919).

A l'exception des mesures de N.E. WHEELER qui, effectuées sur du marbre de Carrare, entre la température ambiante et 100, 200, 300, 400 °C, ont mis en évidence la variation du coefficient de dilatation en fonction de l'intervalle de température considéré et de celles de W.H. SOUDER et P. HIDNERT qui ont étudié la dilatation résiduelle, ces mesures ont toutes été exécutées entre la température ambiante et 100 °C.

NISI (1913-1914), réalisant des mesures avec un interféromètre ABBE et PULFRICH est le premier à avoir montré que les coefficients de dilatation peuvent être différents suivant la direction dans laquelle ils sont mesurés dans une même roche, ce phénomène lui paraissant étroitement lié aux plans de clivage.

Une étude comparée de la dilatation linéaire du marbre de Yule et des diagrammes exprimant l'orientation des axes optiques, effectuée par J.L. ROSENHOLTZ et D.T. SMITH (1949), suivant trois

directions perpendiculaires entre elles, indique une corrélation possible entre l'un et l'autre phénomène.

B. — Expériences nouvelles

Les travaux de W.H. SOUDER et P. HIDNERT (1919), ayant montré qu'il est possible d'obtenir, avec des calcaires, des courbes de dilatation reproductibles donc valables, j'ai cherché dans quelle mesure cette méthode pouvait être appliquée de façon systématique pour évaluer l'orientation préférentielle des cristaux liée à la déformation.

Différentes techniques de mesure de la dilatation étaient possibles. J'ai expérimenté celles dont les caractéristiques étaient le plus compatibles avec les températures nécessaires à la mesure des coefficients de dilatation.

Les premières mesures que j'ai effectuées ont été réalisées avec un dilatomètre CHEVENARD. Par la suite, j'ai utilisé les jauges électriques et les vernis photoélastiques.

1) Dilatomètre Chevenard.

a) Principe du dilatomètre.

Le dilatomètre CHEVENARD est un dilatomètre différentiel, à enregistrement photographique, permettant de mesurer la dilatation linéaire d'une éprouvette d'environ 30 mm² de section et 50 mm de longueur (l'emploi de cales en verre de silice peut permettre d'utiliser des éprouvettes plus courtes).

L'éprouvette à étudier est placée dans un tube en verre de silice à côté d'un barreau pyrométrique (alliage pyros), aux propriétés thermiques régulières et réversibles, dont la dilatation étalonnée permet de repérer la température. Les essais se font toujours en comparant le comportement de l'échantillon étudié à celui du barreau étalon. La dilatation de l'un et l'autre sont transmis, par l'intermédiaire de poussoirs en verre de silice, à un trépied amplificateur mobile autour d'un point fixe. Ce trépied, muni d'un miroir, a pour rôle de composer, en un diagramme, la dilatation de l'échantillon (portée en abscisse) et celle de l'étalon pyros (portée en ordonnée) et de les transmettre, par l'intermédiaire d'un jeu de miroirs, à la plaque photographique qui l'enregistre.

Le tube en verre de silice, contenant l'échantillon à étudier et l'étalon pyros, est introduit dans un four réglé de façon à ce que sa température puisse s'élever régulièrement de 150° par heure.

Un couple thermoélectrique Platine-Platine Rhodié permet de connaître la température de l'échantillon au cours de l'expérience.

Un thermomètre à mercure indique la température ambiante correspondant au spot de départ de la courbe.

Un dispositif lumineux assure le repérage, sur la courbe, des températures mesurées pendant la durée de l'expérience. Cependant, pour l'interprétation de la courbe, les tempé-

tures données par l'étalonnage de la dilatation du pyros sont plus précises et, par suite, ce sont elles qui sont utilisées.

b) Principe des mesures.

L'éprouvette, mesurée avec un pied à coulisse ou un palmer, est placée dans le tube en verre de silice et les poussoirs réglés de façon à ce que le spot lumineux, transmis par les miroirs, se place dans l'angle supérieur gauche du verre dépoli remplaçant la plaque photographique.

Celle-ci peut alors être mise en place. Un jeu de miroirs permet d'enregistrer, sur la plaque photographique, deux points situés sur la trajectoire du poussoir de l'étalon pyros. A partir de ces deux points peuvent être tracés les axes des coordonnées.

J'ai effectué les mesures entre la température ambiante et 520 °C environ, la décomposition des calcaires commençant au-delà de cette température. Afin que puisse s'établir un équilibre entre la température du four et celle de l'échantillon, un régime isotherme a été maintenu, pendant 15 minutes environ, à 520 °C, puis j'ai éteint le four et enregistré la courbe de refroidissement libre de l'échantillon.

c) Calcul des coefficients de dilatation.

L'expérience consiste à porter un échantillon de longueur L_0 à une longueur L_θ , en élevant sa température de θ_1 à θ_2 et à calculer sa dilatation

$$\Delta = \frac{L_\theta - L_0}{L_0}$$

Si nous désignons par :

— x l'abscisse du diagramme correspondant à la dilatation enregistrée avec un coefficient d'amplification égal à K_2 ;

— y l'ordonnée du diagramme correspondant aux températures enregistrées avec un coefficient d'amplification égal à K_1 , la dilatation entre θ_1 et θ_2 sera calculée d'après l'équation générale :

$$x = K_2 L_0 (\Delta_{\text{éch.}} - \Delta_{\text{étalon}}).$$

qui tient compte du coefficient de dilatation des poussoirs en verre de silice.

Pour les températures θ_1 et θ_2 on aura donc :

$$x_1 = K_2 L_0 (\Delta_0^{\theta_1 \text{éch.}} - \Delta_0^{\theta_1 \text{étalon}})$$

$$x_2 = K_2 L_0 (\Delta_0^{\theta_2 \text{éch.}} - \Delta_0^{\theta_2 \text{étalon}})$$

Dans ces formules, K_2 , L_0 , θ_2 , θ_1 sont connus; x_1 et x_2 peuvent être mesurés avec précision sur le diagramme et sont évalués en millimètres. D'où :

$$\Delta_0^{\theta_2 \text{éch.}} - \Delta_0^{\theta_1 \text{éch.}} = \frac{1}{K_2 L_0} (x_2 - x_1) + (\Delta_0^{\theta_2} - \Delta_0^{\theta_1})_{\text{étalon}}$$

le coefficient moyen de dilatation est donc

$$\frac{\Delta_0^{\theta_2 \text{éch.}} - \Delta_0^{\theta_1 \text{éch.}}}{\theta_2 - \theta_1} = \frac{x_2 - x_1}{K_2 L_0 (\theta_2 - \theta_1)} + \frac{\Delta_0^{\theta_2} - \Delta_0^{\theta_1}}{\theta_2 - \theta_1}$$

or,

$$\frac{\Delta \theta_1^{\text{allée}}}{\theta_2 - \theta_1} = \alpha_{\text{allée}} = 0,55 \times 10^{-6}$$

le coefficient de dilatation moyen entre θ_1 et θ_2 peut ainsi être calculé d'après l'équation :

$$\frac{\Delta \theta_1^{\text{éch.}}}{\theta_2 - \theta_1} = \frac{x_2 - x_1}{K_2 L_0 (\theta_2 - \theta_1)} + 0,55 \times 10^{-6}$$

Le calcul d'erreur effectué en tenant compte des erreurs relatives commises au cours de la mesure de L , x_2 , x_1 , θ_2 et θ_1 donne une erreur d'environ 1 %.

d) Mesures effectuées.

Avant de chercher à calculer les coefficients de dilatation des roches calcaires entre 20 et 520 °C, il était utile de connaître la valeur du coefficient de dilatation du monocristal de calcite dans le même domaine de température. Cette mesure a été réalisée avec du spath d'Islande, au laboratoire de Minéralogie et Pétrographie de Strasbourg, par A. SAPLEVITCH qui a obtenu, entre 100 et 500 °C, les valeurs suivantes :

— parallèlement à l'axe optique

$$\alpha = 31,6 \times 10^{-6}$$

— perpendiculairement à l'axe optique

$$\alpha = -4,2 \times 10^{-6}.$$

En prenant ces résultats pour base, j'ai effectué à Strasbourg puis à Paris, une série de mesures sur les roches calcaires avec des éprouvettes *a b c* taillées suivant trois directions perpendiculaires, l'éprouvette *c* étant orientée perpendiculairement au litage ou à la stratification (M. d'ALBISSIN, A. SAPLEVITCH, H. SAUCIER, 1960).

1. — COEFFICIENTS DE DILATATION DES AGRÉGATS DE CRISTAUX DE CALCITE CALCULÉS D'APRÈS LES COURBES DE DILATATION.

a) Contrôle de la valeur de la méthode avec les roches à structure macrogranulaire

Il était nécessaire, tout d'abord, de pouvoir contrôler la valeur de la méthode, c'est-à-dire de comparer, malgré les différences essentielles existant entre eux (cf. p. 116), les résultats donnés par la dilatométrie à ceux donnés par la méthode optique.

Des mesures ont donc été réalisées, en premier lieu, avec des calcaires à structure macrogranulaire, afin que les différentes valeurs de coefficients de dilatation, obtenues pour chaque échantillon, puissent être comparées aux diagrammes construits à partir des mesures d'orientation des axes optiques des cristaux. (tableau XI-1).

Avec le marbre de Montani (44) comme avec celui de Saint-Béat (54), j'ai enregistré une importante anisotropie de la dilatation, les valeurs les plus élevées des coefficients de dilatation étant obtenues suivant les directions correspondant à celle du maximum de concentration des axes optiques (fig. X-1).

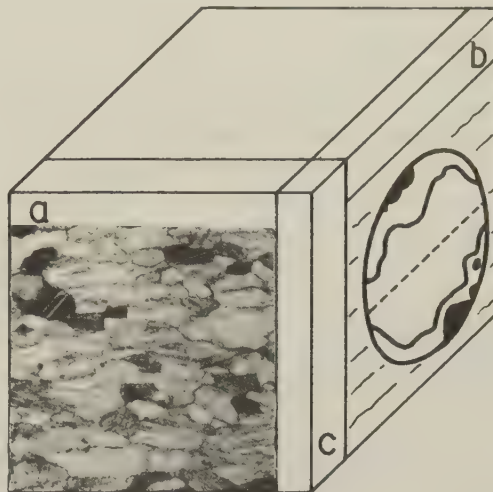


FIGURE X-1

Marbre de Saint-Béat (54).

Schéma de la position relative du litage ($\times 17,5$), des axes optiques et des éprouvettes dilatométriques.

Par contre, pour le marbre de Carrare (45) et pour le marbre de Sivac (51), j'ai obtenu des valeurs assez voisines et ceci est en accord avec la dispersion des directions des axes optiques reconnue optiquement.

Bien que les mesures optiques s'adressent à une centaine de cristaux et les mesures dilatométriques à un nombre de cristaux considérablement supérieur, cette coïncidence des résultats obtenus par les méthodes optique et dilatométrique peut être, en fonction de sa netteté, considérée comme une vérification de la méthode.

b) Application aux roches à structure microgranulaire

La méthode a été ensuite appliquée à différentes roches, à structure microgranulaire, ayant subi divers types de déformation (tableau X-1).

Les échantillons non déformés tels que le marbre de Guillestre (2), présentent des coefficients de dilatation de valeurs voisines. De même, les échantillons appartenant à des plissements par glissement de couverture tels que les calcaires du Dévoluy (36) ou des sources de La Loue (59).

TABLEAU X-1

Coefficients de dilatation mesurés avec le dilatomètre Chevenard, exprimés en $10^{-6}/^{\circ}\text{C}$.
a, b, c : directions perpendiculaires entre elles, *c* étant perpendiculaire au litage ou à la stratification.

a) ECHANTILLONS DE COEFFICIENTS DE DILATATION VOISINS

	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>
Marbre de Guillestre (2)	13,83	13,06	12,78
Roche Chevalière (14)	11,10	12,95	12,85
Marbre en plaquettes Saint-Crépin (21)	11,0	9,4	10,0
Néocomien de la Chaumie (34)	6,40	6,70	6,37
Tithonique du Clot des Adrets (36)	9,48	9,94	10,0
Tithonique de Saint-Julien-en-Bochaîne (37)	9,12	6,85	8,06
» (38)	6,97	6,95	5,60
» (39)	11,01	10,12	11,62
Calcaire aptien de Serres (40)	8,4	7,5	8,1
(41)	8,5	8,0	7,9
(42)	8,1	8,1	8,5
Marbre de Sivac (51)	20,77	19,36	19,22
Séquanien des Sources de La Loue (59)	12,04	11,77	11,09
Portlandien de Goux-les-Usiers (60)	14,18	14,15	12,78

b) ECHANTILLONS DE COEFFICIENTS DE DILATATION LEGEREMENT DIFFERENTS

	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>
Marbre de Guillestre-La Lauze (5)	11,31	12,71	13,46
Belvédère du Pelvoux (17)	14,13	12,58	15,60
Serres la Bâtie (18)	16,08	16,09	19,30
Le Moutet (19)	10,2	10,0	12,3
Piolit (20)	11,7	12,4	15,1
Néocomien de la Chaumie (32)	12,4	16,2	13,2
» (33)	16,2	22,1	20,2
Marbre de Carrare (46)	24,14	27,38	30,08
Marbre de Mosset (53)	17,43	17,95	19,65

c) ECHANTILLONS NETTEMENT ANISOTROPES

	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>
Marbre de Guillestre - Garnier (3)	8,75	10,52	16,81
» » - Bramousse (7)	9,81	14,68	17,75
» » - Infernet (9)	9,64	10,67	13,42
» » - Infernet (10)	12,10	14,32	15,95
» » - Acceglio (11)	14,8	15,4	21,9
» » - » (13)	15,05	15,45	20,44
Calcaire à zones siliceuses de la vallée du Guil (25)	5,4	6,3	18,0
Marbre en plaquettes de la vallée du Guil (25)	10,2	10,6	14,9
Lochseitenkalk (43)	5,7	6,9	25,7
Marbre de Montani (44)	17,8	23,7	31,5
Calcaire de Canaveilles (52)	9,09	10,86	15,93
Marbre de Saint-Béat (54)	14,84	13,12	41,07

Par contre, avec le marbre de Guillestre laminé du torrent de Garnier (3) ou avec le calcaire de la fenêtre amont du Guil (15), j'ai obtenu des valeurs très différentes.

Ces résultats ont par la suite été confirmés par des analyses aux rayons X (cf. chap. XI).

2. — ANALYSE DE LA FORME DES COURBES DE CHAUFFAGE ET REFROIDISSEMENT.

a) Analyse de l'intensité de la dilatation en fonction de l'élévation de température

Les diagrammes exprimant l'intensité de la dilatation en fonction de l'élévation de température sont, soit des droites, soit des courbes :

— Une augmentation linéaire de la dilatation a été observée avec le spath d'Islande et avec des marbres tels que les marbres de Carrare (45), Sivac (51), Mosset (53), Saint-Béat (54).

— Avec des calcaires bien recristallisés tels que les marbres de Guillestre de Bramousse (7) et Acceglio (11) et le calcaire de Canaveilles (52), j'ai enregistré des courbes dont la forme est proche de celle d'une droite.

— Des échantillons tels que ceux du marbre de Guillestre non déformé (2), du massif de Piolit (20) et de la Chaumie (32 à 34) ont donné des courbes extrêmement accusées, témoignant, à partir de 300 à 400 °C, d'une importante accélération de la dilatation déjà signalée par NISI (1913-1914). J.L. ROSENHOLTZ et D.T. SMITH (1949) interprètent ce changement comme la zone dans laquelle la recristallisation commence.

D'après les courbes que j'ai enregistrées, il semble que cette augmentation linéaire ou non linéaire de la dilatation soit, en grande partie, réglée par la structure de la roche et qu'une dilatation linéaire soit favorisée par une recristallisation liée au métamorphisme.

b) La dilatation résiduelle

Un premier examen de la forme des courbes de chauffage et refroidissement montre que, dans tous les cas, la courbe de refroidissement n'est pas superposée à la courbe d'échauffement mais qu'il existe une dilatation résiduelle de l'échantillon. Ce phénomène avait été signalé, dès 1891, par W. HALLOCK. Il est possible qu'il soit, en partie, lié au fait que la température du four s'élève de façon régulière alors que son refroidissement est libre, c'est-à-dire commence par être très rapide et se ralentit ensuite progressivement au fur et à mesure que sa température s'approche de la température

ambiante. Cependant, des courbes à peu près superposables ont été enregistrées en portant des éprouvettes identiques de marbre de Carrare (46), de la température ambiante à 500 °C par échauffement libre d'une durée de 20 minutes et par échauffement contrôlé d'une durée de 3 h.

Quoi qu'il en soit, il est certain qu'intervient, dans cette augmentation permanente du volume de l'échantillon, les dégradations qui, nous l'avons vu (cf. p. 99), peuvent se produire au cours du chauffage d'un agrégat : décollements intergranulaires, microfissuration liée à la dilatation ou à l'éclatement des inclusions fluides, etc...

Des dilatométries, effectuées à des températures différentes avec des éprouvettes de marbre de Carrare (46) identiques, ont montré que l'intensité de cette dilatation résiduelle augmente lorsque la température s'élève (fig. X-2).

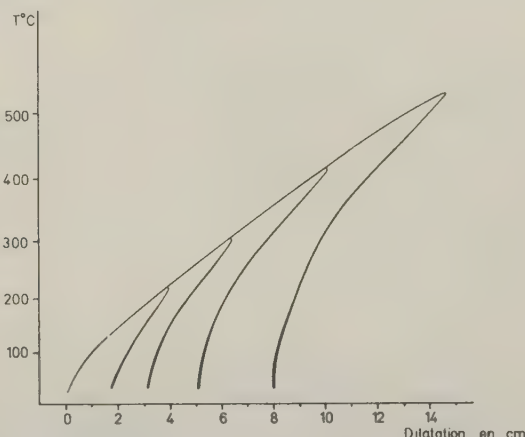


FIGURE X-2

Courbes dilatométriques enregistrées pour des températures différentes avec des éprouvettes de marbre de Carrare (46) identiques.

D'autre part, des essais de chauffages successifs, réalisés avec une éprouvette de marbre de Guillestre de La Lauze (5), ont montré qu'il existe, en fait, deux types de dilatations résiduelles (fig. X-3).

1. — Dilatation résiduelle liée au premier chauffage.

Lorsque l'échantillon, qui a été porté à 520° C, est ramené à la température ambiante, il ne revient pas à sa longueur initiale. L'intensité de sa dilatation résiduelle varie d'un échantillon à l'autre et, dans un même échantillon, suivant la direction, donc en fonction de la valeur du coefficient de dilatation.

Les échantillons présentant une dilatation rési-

duelle importante, c'est-à-dire dans lesquels l'écart entre les points de la courbe représentatifs de la longueur initiale et de la longueur finale de l'éprouvette égale ou dépasse 4 cm sont les suivants : Marbre de Guillestre non déformé (2), Bramousse (7), Piolit (20), La Chaumie (32 à 34), marbre de Carrare (45), marbre de Mosset (53), marbre de Saint-Béat (54).

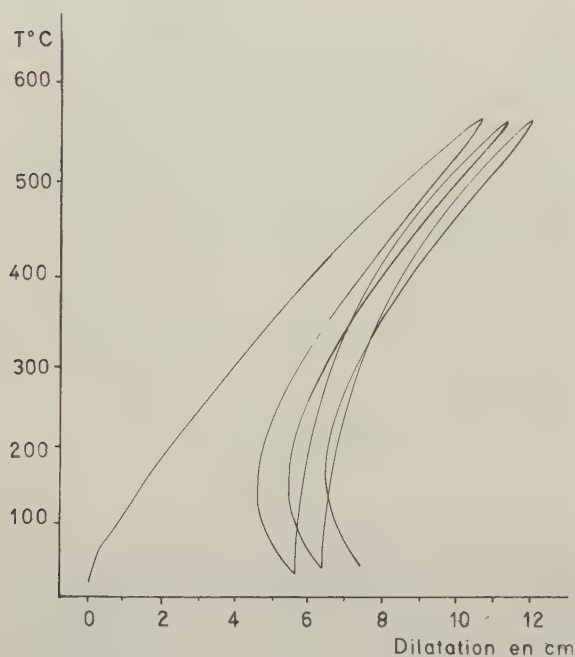


FIGURE X-3

Marbre de Guillestre de La Lauze (5).

Courbes enregistrées au cours de trois chauffages et refroidissements successifs.

Ces échantillons appartenant à des formations géologiques très diverses et présentant des structures et une composition chimique relativement différentes, il n'est pas possible, en première analyse, de déterminer les facteurs influençant l'intensité de cette dilatation résiduelle.

Cependant, d'après la forme des courbes de refroidissement, on peut distinguer deux catégories de phénomènes :

— Catégorie 1. La longueur de l'échantillon décroît progressivement jusque vers 100° C puis reste à peu près constante jusqu'à la température ambiante. Ainsi se comportent les marbres de Carrare (45), Mosset (53), et Saint-Béat (54).

— Catégorie 2. La longueur de l'échantillon décroît progressivement jusque vers 100° C puis croît jusqu'à la température ambiante. L'étude des conditions dans lesquelles ont été enregistrées les différentes courbes ayant montré que l'intensité de

cette dilatation, liée au refroidissement, est proportionnelle au degré d'humidité de l'atmosphère, il était envisageable de l'attribuer à une rehydratation de l'éprouvette se produisant au-dessous de la température critique de l'eau.

Afin de le vérifier, trois pesées successives ont été effectuées avec un échantillon de marbre de Guillestre (3).

a) avant chauffage;

b) après chauffage à 520 °C, refroidissement jusqu'à 140 °C dans le four et jusqu'à 20 °C dans un pèse-filtre placé dans un dessiccateur;

c) après séjour de 3 h au voisinage d'un cristalliseur rempli d'eau distillée.

Ces différentes pesées ont mis en évidence une absorption d'eau de 0,026 % qui peut contribuer à expliquer la dilatation observée à basse température.

Ces résultats sont à rapprocher des observations de W. HALLOCK (1891) qui notait qu'un marbre du Vermont, lorsqu'il est conservé à température constante, se contracte lorsqu'on le dessèche et se dilate lorsqu'on le plonge dans l'eau.

Quoi qu'il en soit, il est intéressant de noter que cette dilatation, accompagnant le refroidissement, est faible dans les calcaires à structure macrogranulaire et relativement forte dans les calcaires à structure microgranulaire.

2. — Dilatation résiduelle liée à $1 + n$ chauffages ($n = 1.2.3...$).

Au cours des chauffages suivant le premier échauffement, on observe une légère augmentation de la dilatation qui est accompagnée par une augmentation équivalente de la dilatation résiduelle (fig. X-3). La courbe enregistrée au cours du refroidissement recoupe deux fois la courbe enregistrée au cours de l'échauffement, dont une fois, entre 100° et 20°C, suivant le processus qui a été décrit au paragraphe précédent. Ce phénomène de contraction de l'éprouvette, se produisant entre environ 350 à 400°C et 100°C, a également été observé, à deux reprises successives, avec un échantillon provenant de la Chaumie (32). Cette dernière expérience a confirmé l'observation de W. H. SOUDER et P. HIDNERT (1919) selon laquelle des chauffages répétés tendent à donner au marbre une longueur constante.

En fait, les abscisses des points x_2 à partir desquels sont calculés les coefficients de dilatation varient peu d'un chauffage à l'autre de sorte que ce phénomène de dilatation résiduelle, intéressant au point de vue phénoménologique, ne perturbe pas de façon appréciable la mesure des coefficients de dilatation.

Lorsque la calcite est transformée en chaux par un chauffage à 1000°C, le diagramme devient linéaire et la dilatation résiduelle d'un chauffage à l'autre disparaît complètement.

2) Jauges électriques.

Les mesures effectuées avec le dilatomètre CHEVENARD présentent, de par la forme des éprouvettes qu'elle nécessitent, l'inconvénient de détruire l'échantillon et, pour un échantillon de volume donné, de ne permettre qu'un nombre de mesures assez limité. Par ailleurs, cette méthode rend possible l'analyse des déformations à l'échelle du centimètre mais non de celles se manifestant à l'échelle du millimètre. Enfin, la cohésion des roches calcaires déformées est souvent faible suivant les plans parallèles au litage ou à la stratification. Il est, par suite, difficile d'y tailler des éprouvettes de 5 cm de long.

Pour ces diverses raisons, une application des jauges électriques à l'analyse de la dilatation des roches a été tentée, en collaboration avec J. AVRIL.

a) Principe des jauges électriques.

Les jauges électriques d'extensométrie sont généralement utilisées pour l'analyse expérimentale des contraintes.

Une jauge classique est constituée par un fil résistant, très fin (le plus fréquemment 120 ohms), collé sur un support mince de façon telle que, sur presque toute sa longueur, il soit aligné suivant une direction privilégiée (fig. X-4).



FIGURE X-4
Jauge électrique Budd.

Sous leur forme moderne, les jauges sont obtenues par la méthode des circuits imprimés, en attaquant à l'acide une feuille de constantan de 2μ d'épaisseur, collée sur une feuille d'araldite d'environ 0,02 mm. Par procédé photographique, on réalise le cache en forme de circuit destiné à protéger de l'acide les parties de métal qui constitueront la jauge. De cette manière, on peut obtenir, aux extrémités des brins, des boucles de liaison plus larges et éliminer ainsi l'effet des déformations latérales.

Ces jauges sont collées sur la pièce à étudier dont elles deviennent entièrement solidaires. Par suite, leurs brins parallèles suivent fidèlement toutes les déformations de cette surface et leur résistance en est modifiée.

En effet, la résistance électrique R d'un fil est :

$$R = \rho \frac{l}{s}$$

avec ρ résistivité, l longueur, s section.

Un allongement relatif $\frac{\Delta l}{l}$, s'effectuant sans changement de volume suivant la direction du fil, crée une variation relative de résistance.

$$\frac{\Delta R}{R} = \frac{\Delta \rho}{\rho} + \frac{\Delta l}{l} - \frac{\Delta s}{s} \quad (1)$$

En fait, le volume du fil varie au cours de l'allongement et il en résulte une variation de la résistivité que P. BRIDGMAN a montré être proportionnelle à la variation relative de volume.

$$\frac{\Delta \rho}{\rho} = c \frac{\Delta v}{v} \quad (c = \text{constante de BRIDGMAN}).$$

Le volume v étant égal au produit ls , sa variation relative est :

$$\frac{\Delta v}{v} = \frac{\Delta l}{l} + \frac{\Delta s}{s}.$$

Ceci permet d'écrire :

$$\frac{\Delta R}{R} = c \frac{\Delta l}{l} + c \frac{\Delta s}{s} + \frac{\Delta l}{l} - \frac{\Delta s}{s}$$

Or, d'après la loi de HOOKE :

$$\frac{\Delta s}{s} = -2\sigma \frac{\Delta l}{l} \quad (\sigma = \text{coefficient de Poisson})$$

Nous avons donc :

$$\frac{\Delta R}{R} = [c - 2\sigma c + 1 + 2\sigma] \frac{\Delta l}{l}$$

que l'on écrit :

$$\frac{\Delta R}{R} = K \frac{\Delta l}{l}.$$

Pour le constantan, $c \approx 1,13$ $\sigma \approx 0,3$ d'où $K \approx 2,05 \pm 1\%$.

Les constructeurs de jauges mesurent, pour chaque lot de jauge, le coefficient de jauge K . Il varie entre 1,99 et 2,07. Pour les jauges utilisées dans les expériences de dilatométrie nous avons $K = 2,02$. Compte tenu de la précision recherchée, la valeur 2, qui simplifie les calculs sans créer d'erreur appréciable, a été adoptée.

b) Application des jauges électriques à l'analyse de la déformation.

1. — HISTORIQUE.

Le principe de l'utilisation de la variation de la résistance électrique d'un fil pour la mesure d'une contrainte a été découvert par Lord KELVIN en 1856 et les premières mesures sont dues à P. BRIDGMAN (1917).

La méthode fut reprise, en 1935, par CARLSON et E.C. SIMMONS mais les premières jauges ont été réalisées aux Etats-Unis par A.C. RUGE en 1939.

2. — PRINCIPE DES MESURES DANS LE CAS D'UNE DÉFORMATION DUE A DES CONTRAINTES MÉCANIQUES.

Lorsqu'une jauge est utilisée pour mesurer des déformations, dues à des contraintes mécaniques, s'exerçant à température constante, on procède de la façon suivante : une jauge J_1 est collée sur la structure S étudiée. Une seconde jauge J_2 dite jauge de compensation est collée sur un échantillon du même matériau que la structure et ne subit pas de déformations dues à la contrainte.

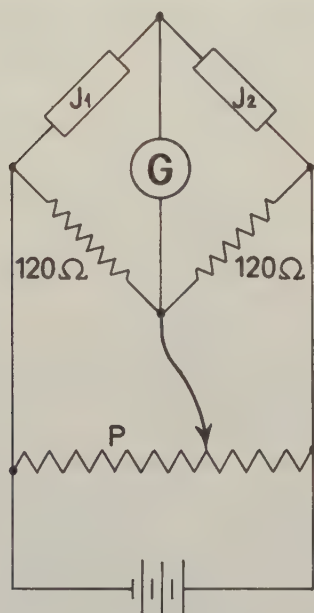


FIGURE X-5

Schéma du dispositif de mesure de la variation de la résistance électrique des jauges.

La mesure de la résistance peut être obtenue par la méthode classique du pont de WHEASTONE, en montage potentiométrique (fig. X-5). Cependant, on utilise des ponts spéciaux, conçus pour l'extensométrie, qui permettent d'obtenir directement la grandeur recherchée $\frac{\Delta R}{R}$, variation relative de la résistance.

Les jauges J_1 et J_2 sont associées à deux résistances de même valeur, par exemple 120 ohms. Le dispositif potentiométrique, de résistance plus élevée (par exemple 50 000 ohms), est monté en parallèle sur ces deux branches du pont.

Le pont extensométrique P est constitué par des décades de résistances, associées à un potentiomètre pour les derniers chiffres significatifs. L'équilibrage du pont est réalisé à l'aide d'un galvanomètre G . La position relative des décades et du potentiomètre est relevée, puis on applique les charges à la structure à étudier. La résistance de J_1 varie, créant un déséquilibre du pont. Un nouvel équilibre doit être recherché. Par différence des lectures affichées lors des deux équilibres, on obtient directement $\frac{\Delta R}{R}$.

Au cours des mesures, il faut éviter de modifier les fils de liaison car les résistances que l'on créerait ainsi seraient de l'ordre de grandeur des valeurs mesurées. Lorsque plusieurs jauges sont mesurées successivement, le contacteur utilisé doit présenter des résistances de contact stables qui ne dépassent pas 1/10 000 d'ohm.

Dans ces conditions, on peut obtenir, au laboratoire, des mesures de $\frac{\Delta R}{R}$ à $\pm 1 \times 10^{-6}$ soit des allongements à $\pm 2 \times 10^{-6}$.

3. — EXTENSION DE LA MÉTHODE AUX MESURES DE DILATATION.

a) Adaptation technique.

Dans la méthode qui vient d'être décrite, la jauge J_2 , dite compensatrice, est destinée à annuler les effets de dilatation thermique afin de connaître les seules déformations mécaniques.

Les résistances J_1 et J_2 , étant montées sur deux branches adjacentes du pont, des variations identiques de résistance, liées à des températures identiques, n'en modifient pas l'équilibre. Les effets thermiques dus à la dilatation locale s'éliminent automatiquement.

Réciproquement, si on colle :

- J_1 sur une structure non soumise à des contraintes mécaniques, et constituée par un corps S dont on ignore la dilatation thermique.
- J_2 sur un échantillon non soumis à des contraintes mécaniques et constitué par un corps E dont on connaît la dilatation thermique, les mesures, effectuées dans des conditions identiques aux précédentes, donneront la différence des allongements. En portant à des températures croissantes les deux corps S et E , on obtiendra la différence de leurs dilatations thermiques soit celle de S à partir de la connaissance de celle de E .

Cette méthode de mesure suppose que l'identité des températures soit obtenue avec précision. En effet

$$\frac{\Delta R}{R} = K \frac{\Delta l}{l} + f(t)$$

$f(t)$ étant la courbe de température de la jauge en l'absence de contrainte et $K \frac{\Delta l}{l}$ l'influence de la dilatation.

Si la variation de résistance mesurée sur la jauge compensatrice de coefficient de dilatation α_E est

$$\frac{\Delta R_1}{R_1} = K \alpha_E \Delta t_1 + \frac{\delta f}{\delta t} \Delta t_1$$

et la variation de résistance mesurée sur la jauge fixée sur l'échantillon à étudier de coefficient de dilatation α_S est

$$\frac{\Delta R_2}{R_2} = K \alpha_S \Delta t_2 + \frac{\delta f}{\delta t} \Delta t_2,$$

le pont extensométrique mesurera

$$\frac{\Delta R_1}{R_1} - \frac{\Delta R_2}{R_2} = K \alpha_E \Delta t_1 - K \alpha_S \Delta t_2 + \frac{\delta f}{\delta t} (\Delta t_1 - \Delta t_2).$$

Lorsque des températures identiques sont atteintes, le terme $\frac{\delta f}{\delta t} (\Delta t_1 - \Delta t_2)$ s'annule.

Il reste donc :

$$\frac{\Delta R_1}{R_1} - \frac{\Delta R_2}{R_2} = K (\alpha_E - \alpha_S) \Delta t$$

Cependant, s'il existe une faible différence entre les deux températures, celle-ci aura d'autant plus d'influence que le terme $\frac{\delta f}{\delta t}$ sera plus grand. Afin de limiter de telles erreurs, il faut, autant que possible avoir un $\frac{\delta f}{\delta t}$ faible ou mieux nul.

Il y a quelques années, les jauges en fil de constantan subissaient des variations de résistance très importantes et notablement supérieures aux variations dues à la dilatation, c'est-à-dire que le facteur $\frac{\delta f}{\delta t}$ était très important. Il existe à pré-

sent des jauges, dites autocompensées, réalisées en alliages légèrement différents du constantan et dont la résistance, sur un métal donné, ne subit pas de variation. Il est préférable, cependant, de ne pas remplacer la jauge J_2 par une résistance fixe car l'autocompensation n'est pas absolue et, d'autre part, en réalisant une symétrie des cablages, tous les phénomènes thermiques agissant sur les fils de liaison sont éliminés.

Dans la formule

$$\frac{\Delta R_1}{R_1} - \frac{\Delta R_2}{R_2} = K (\alpha_E - \alpha_S) \Delta t$$

$\frac{\Delta R_1}{R_1} - \frac{\Delta R_2}{R_2}$ est mesuré avec le pont extensométrique. Les chiffres obtenus, N' et N permettent

de calculer la valeur relative du coefficient de dilatation de l'échantillon :

$$\alpha_E - \alpha_S = \frac{N' - N}{(2,0) \Delta t}$$

Suivant que la valeur absolue du coefficient de dilatation de l'échantillon étudié est supérieure ou inférieure au coefficient de dilatation de l'acier, la valeur α_S , calculée à partir des indications $N' - N$ données par le pont, doit être ajoutée ou retranchée au coefficient de dilatation α_E de l'acier pour obtenir le coefficient de dilatation de l'échantillon.

Pour déterminer le sens de cette opération, il suffit d'appliquer une résistance élevée entre les bornes d'une des jauges, par exemple entre les bornes de la jauge de compensation. L'introduction de cette résistance dans le circuit agit comme si la résistance de la jauge diminuait. Le galvanomètre dévie donc, disons vers la droite. Si, au cours des mesures, le galvanomètre dévie vers la droite, on peut en déduire que l'acier se dilate moins que l'échantillon. Par suite, le coefficient calculé doit être soustrait du coefficient de dilatation de l'acier qui est égal à $11 \times 10^{-6}/^\circ\text{C}$. Dans le cas contraire, il doit lui être ajouté.

b) Mise en place des jauges.

Des éprouvettes cubiques de 3 à 4 cm d'arête ont été taillées à la scie diamantée dans divers échantillons, leurs faces polies au papier de verre puis soigneusement nettoyées au trichloréthylène. Sur les faces de ces éprouvettes et sur le bloc d'acier choisi comme échantillon de référence, j'ai collé des jauges J_1 et J_2 identiques.

Deux types de jauges Budd ont été utilisés :

1. — Jauges pouvant supporter 100°C.

Ces jauges, de type C 6-121, de 5×7 mm de surface, sont réalisées en un alliage voisin du constantan. Elles sont fixées sur les échantillons par une colle rapide au cyano-acrylate Eastman 910 avec accélérateur Budd G.A. 1. Des fils de départ en cuivre, de très faible diamètre, sont branchés sur les pattes de la jauge avec une soudure à l'étain. Après quelques centimètres, ces fils de cuivre, de résistance relativement élevée, sont relayés par des fils en cuivre de diamètre plus élevé donc de résistance plus faible. Afin de ne pas créer de déséquilibre dans le système, des longueurs de fil à peu près identiques sont utilisées pour les différents branchements.

2. — Jauges pouvant supporter 350°C

Ces jauges, de type C 6-624, de 7×13 mm de surface, sont de technique assez récente et sont réalisées en un alliage, voisin du Nickel-Chrome (80-20), traité thermiquement. Elles sont fixées sur les échantillons avec la colle Mithra 200. Le branchement des rubans de NiCr sur les pattes de la jauge est effectué par soudure électronique. Après quelques centimètres, ces rubans sont relayés

par des fils de cuivre recouvert de Nickel et gainé de fibre de verre.

c) Mesures effectuées.

1. — Jauges utilisables jusqu'à 100°C.

Il était nécessaire, pour contrôler la valeur de la méthode, de l'appliquer d'abord au monocristal de calcite et ensuite à des calcaires dont la structure était connue par d'autres méthodes.

a. Monocristal de calcite.

Deux cubes de 15 mm d'arête, ont été taillés dans des rhomboèdres de spath d'Islande, de façon à ce que deux de leurs faces soient perpendiculaires à l'axe ternaire du rhomboèdre. Sur trois faces, perpendiculaires entre elles, de chaque rhomboèdre, j'ai collé des jauges de façon à ce que leurs brins soient eux-mêmes orientés suivant trois directions perpendiculaires entre elles (fig. X-6). Les mesures ont été effectuées entre 20° et 80°C et les valeurs suivantes de coefficients de dilatation obtenues au cours du deuxième échauffement :

	// A_3	$\perp A_3$
cube 1	$26,8 \times 10^{-6}$	— 3,4 et — $6,6 \times 10^{-6}$
cube 2	$27,3 \times 10^{-6}$	— 3,3 et — $6,3 \times 10^{-6}$

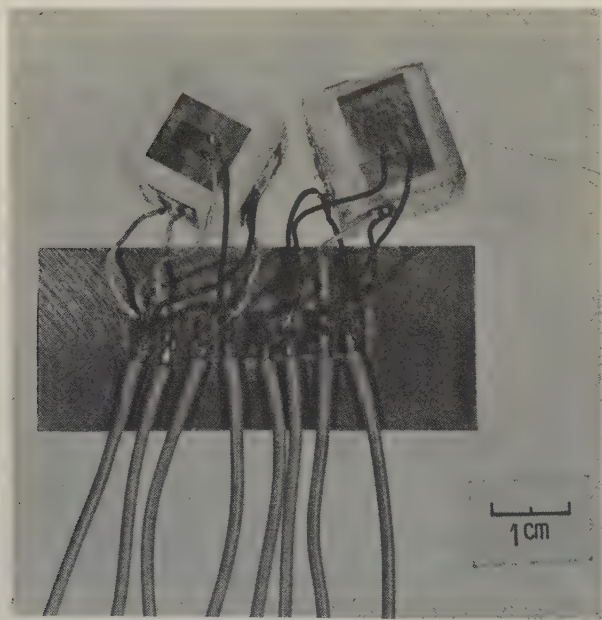


FIGURE X-6

Cubes de spath d'Islande équipés avec des jauges électriques utilisables jusqu'à 100°C.

Les coefficients mesurés sur les cubes 1 et 2 sont voisins l'un de l'autre et, par ailleurs, très proches de ceux obtenus par H. L. FIZEAU (1868) dans le même domaine de température ($\alpha = 26,21 \times 10^{-6}$ ($\alpha' = -5,4 \times 10^{-6}$)).

Il est donc apparu possible d'appliquer cette technique à l'analyse de la dilatation des agrégats de cristaux de calcite.

b. Roches calcaires.

Pour effectuer les premiers essais avec les jauges électriques, j'ai choisi des échantillons pour lesquels une importante anisotropie avait été mise en évidence par le dilatomètre Chevenard.

Des cubes ont été taillés de façon à ce qu'une de leurs faces soit parallèle au litage de l'échantillon, c'est-à-dire soit perpendiculaire à la direction d'orientation préférentielle des axes optiques précédemment reconnue.

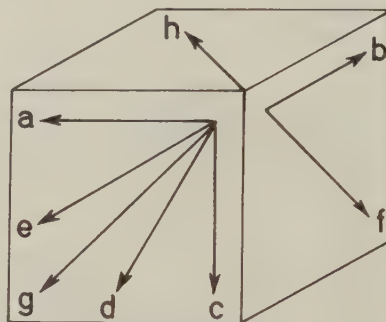


FIGURE X-7

Directions d'analyse de la dilatation par le dilatomètre Chevenard et par les jauges électriques.

J'ai placé des jauges électriques suivant différentes directions de ces cubes (fig. X-7) et calculé les coefficients de dilatation, à partir des mesures effectuées, en maintenant l'échantillon à température constante pendant 1 à 2 heures (tableau X-2).

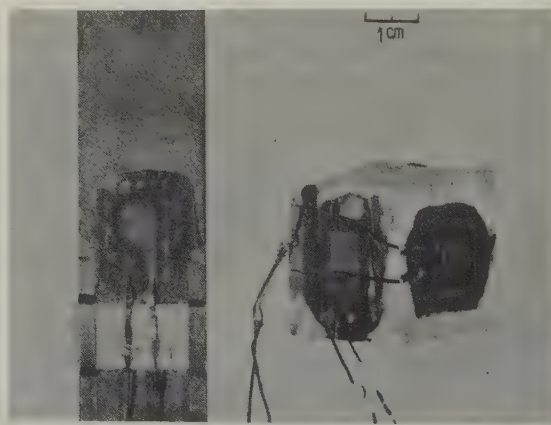


FIGURE X-8

Cube de marbre de Saint-Béat (54) équipé avec des jauges électriques utilisables jusqu'à 350°C et lame d'acier portant la jauge compensatrice.

TABLEAU X-2

Coefficients de dilatation mesurés suivant les directions *a, b, c, d, e, f, g, h* par les jauges électriques et par le dilatomètre Chevenard.

Température	Echantillons	Coefficients de dilatation exprimés en $10^{-6}/^{\circ}\text{C}$													
		Jauges électriques								Dilatomètre Chevenard					
		<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>	<i>d</i>	<i>e</i>	<i>f</i>	<i>g</i>	<i>h</i>	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>	<i>d</i>	<i>e</i>	<i>f</i>
20 à 78 °C	Marbre de Saint-Béat (54)														
	Cube A	5,7	6,4	11,1											
		4,9	5,6	11,4						3,9	5,0	19,5			
	Cube B	5,3	5,6	14,3											
		4,9	6,7	15,6											
	Marbre de Guillestre (3)	5,8	11,8	10,3			8	16,6	3,4	2,8	3,9	8,0	8,0	3,8	5,7
				10,8											
	Marbre de Montani (44)	4,1	7,6	15,5				14,4		2,8	7,7	13,9			
20 à 340 °C	Marbre de Saint-Béat (54)	2,2		18,6											
		3,3		18,3						11,3	11,7	35,3			
20 à 520 °C	Marbre de Guillestre (3)									8,7	10,5	16,8	17,1	11,3	13,6

2. — Jauges utilisables jusqu'à 350°C.

Les jauges de basse température ne permettant des mesures que dans un domaine de température très restreint, un essai a été réalisé, sur un cube de marbre de Saint-Béat (54), avec les jauges de haute température, afin de vérifier la technique dans un domaine de température plus vaste (fig. X-8).

Le cube étudié a été soumis à deux chauffages successifs et, au cours de chacun des échauffements, j'ai effectué des mesures qui ont permis de tracer des courbes exprimant la dilatation en fonction de l'élévation de température. Ces courbes mettent en évidence l'existence d'une accélération de la dilatation se produisant à partir d'environ 150°C. J'ai calculé les coefficients de dilatation entre la température ambiante et 340°C (tableau X-2).

c) Comparaison des résultats obtenus par les jauges électriques avec ceux donnés par le dilatomètre Chevenard.

La comparaison des valeurs des coefficients de dilatation calculés d'après l'une et l'autre méthode, pour une même direction et dans un même domaine de température, montre que ces coefficients de dilatation ne sont pas identiques en valeur absolue mais que, d'une façon générale, pour un même échantillon, leur valeur relative est à peu près la même. Par suite, elles conduiraient à la construction d'ellipsoïdes de dilatation de même type.

Divers facteurs peuvent contribuer à expliquer ces différences :

1. — Dans le cas des jauges de basse température, le coefficient de dilatation est calculé d'après l'allongement enregistré entre la température ambiante et 75°C. Dans les mesures effectuées avec le dilatomètre Chevenard, on observe un certain retard entre la dilatation du pyros, bon conducteur de la chaleur, et celle de l'échantillon de calcaire. Par suite, dans la plupart des cas, la courbe présente sa pente caractéristique seulement au delà de 100°C. Au contraire, les coefficients de dilatation, calculés d'après les jauges électriques, le sont en fonction de la température ambiante et de la température de 75°C à laquelle l'échantillon est maintenu pendant 1 à 2 heures.

2. — Les jauges électriques sont relativement très petites et donnent des indications concernant un nombre de cristaux beaucoup plus faible que celui mis en jeu dans les mesures effectuées avec le dilatomètre Chevenard.

3. — Avec le dilatomètre Chevenard, on mesure entre deux plans parallèles la variation, en fonction de la température, d'un certain volume de cristaux. Avec les jauges électriques on mesure la variation d'une section de l'agrégat cristallin.

Ces différences ne semblent donc pas dépendre des jauges en elles-mêmes mais plutôt de facteurs propres aux échantillons et aux conditions expérimentales.

Tout récemment d'ailleurs, une méthode de mesure des coefficients de dilatation par les jauges électriques vient d'être proposée aux Etats-Unis par W.T. BEAN (1963). Cette méthode présente, par rapport aux mesures que j'ai effectuées, l'avantage d'utiliser des températures mesurées avec des sondes thermiques qui n'existaient pas encore lorsque j'ai réalisé mes essais. Les sondes thermiques, de même forme que les jauges électriques, mais en nickel, sont très sensibles aux effets thermiques. Collées sur l'échantillon, à côté de la jauge, elles indiquent la température avec plus de précision que ne peut le faire un thermocouple disposé à son voisinage.

3) Photoélasticité.

Les informations données par le dilatomètre CHEVENARD et par les jauges électriques étant très limitées dans l'espace, le problème s'est posé de savoir dans quelle mesure l'emploi de vernis pourrait permettre de connaître directement, pour chaque face d'un cube, le grand axe de l'ellipse de dilatation et, à partir de ces axes, de déterminer l'axe de dilatation maximum d'un échantillon.

Les vernis craquelants ne permettant d'opérer qu'entre 20 et 40°C et les émaux craquelants aux environs de 700°C, il a été fait appel à des vernis photoélastiques susceptibles d'être utilisés entre 0 et 50°C.

La photoélasticité consiste en une étude de la déformation des corps par l'analyse du phénomène de biréfringence accidentelle.

a) Historique.

La théorie générale de la photoélasticité a été élaborée par A. MESNAGER (1912-1930) en utilisant une méthode d'étude des biréfringences indiquée par H. L. TARDY (1929).

D'autres travaux, effectués par la suite en France, en Allemagne, en Grande-Bretagne et aux Etats-Unis ont contribué à mettre au point la technique des vernis photoélastiques dont les premiers essais pratiques industriels ont été publiés en France par R. FLEURY et F. ZANDMANN (1954). Depuis 1956, cette technique a connu un vaste développement, principalement aux Etats-Unis.

b) Principe des mesures dans le cas d'une déformation due à des contraintes mécaniques.

La méthode consiste à fixer, à l'aide d'une colle réfléchissante, une plaquette de plastique photoélastique d'épaisseur constante, sur l'échantillon à étudier. Les contraintes, appliquées à l'échantillon, sont transmises au plastique qui devient biréfrin-

gent. Cette biréfringence est une fonction linéaire de l'allongement relatif en chaque point. Elle peut être observée et mesurée à l'aide d'un photoélastimètre ou d'un microscope polarisant. L'échantillon apparaît recouvert de diverses franges, noires ou colorées, qui révèlent la topographie exacte des déformations de la structure à sa surface. Les directions principales sont obtenues lorsque, les axes du polariseur et de l'analyseur étant croisés, on a extinction de la lumière.

La mesure de la biréfringence, qui est proportionnelle à la différence des déformations, est obtenue par l'une des méthodes classiques de la polarimétrie (compensation circulaire de Tardi ou compensateur linéaire de Babinet).

c) Extension de la méthode aux mesures de dilatation.

A partir des résultats obtenus pour les contraintes mécaniques, j'ai recherché, en collaboration avec J. AVRIL, comment analyser, par les vernis photoélastiques, les déformations introduites dans un échantillon anisotrope par la dilatation.

Des plaques de plastique Budd, de 5 mm d'épaisseur, ont été collées, à température ambiante mesurée, sur les trois faces non parallèles d'un cube de calcite puis de marbre de Saint-Béat (54). L'ensemble a été porté à une température aussi basse que possible.

L'examen des franges, se formant sur la surface à étudier, a montré qu'il était possible d'étendre la méthode à la recherche des axes principaux de la dilatation. Cependant, des expériences récentes ont établi que la mesure n'est pas valable aux bords de la plaquette, l'effet de bord étant supérieur aux erreurs de mesure jusqu'à environ 4 fois l'épaisseur e du plastique. Ceci est dû au fait que les isostatiques, qui passent de l'échantillon étudié au plastique, ne peuvent être parallèles qu'après un « arrangement » d'une certaine longueur.

Par suite, il faudrait disposer d'échantillons tels que, en retirant 4e soit 20 mm tout autour de la plaquette, on dispose, pour effectuer les mesures, d'une zone centrale d'environ 40 mm de côté.

Le principe de ces mesures semble donc pouvoir être retenu pour les échantillons ayant au moins 120 mm de côté, à moins que, les découvertes récentes de plastiques plus sensibles, permettent l'utilisation de couches plus minces donc de surfaces plus petites.

Cette méthode présente, sur les précédentes, l'avantage de permettre d'obtenir directement les axes des ellipses de section suivant les trois faces du cube et, par suite, de faciliter la recherche de la direction de dilatation maxima.

III. — Problème de la recherche de l'axe de dilatation maxima

Nous avons vu que les cristaux d'une roche calcaire non déformée ont une orientation quelconque. Par contre, lorsqu'une telle roche est soumise à une pression, ses cristaux ont tendance à s'orienter de façon telle que leur axe optique devienne voisin de la direction de contrainte principale la plus grande. Il existe donc une certaine probabilité pour que, dans une roche déformée, un nombre important de cristaux se trouve parallèle à une direction donnée.

Par suite, si l'on considère une sphère taillée à la température t_0 dans une roche calcaire et que l'on porte cette sphère à une température t , deux cas peuvent se présenter.

— Si la roche n'a subi aucune déformation, la sphère se dilate régulièrement dans toutes les directions.

— Si la roche est déformée, la sphère, par suite de l'anisotropie de la roche, se transforme en une surface non sphérique assimilable, en première approximation, à un ellipsoïde.

Cette approximation n'est pas possible dans des cas tels que celui des charnières des microplis dans lesquels l'orientation préférentielle des cristaux varie sur une très courte distance.

En effet, les contraintes, se produisant au contact des grains d'orientation différente, ont une distribution complexe et on ne peut séparer la dilatation libre des déformations dues aux contraintes créées par les dilatations contrariées.

Lorsque l'orientation préférentielle des cristaux est régulière dans l'échantillon, il est possible d'admettre que sa direction coïncide avec le grand axe de l'ellipsoïde et l'on peut, par six mesures indépendantes, calculer les éléments de cet ellipsoïde. Le calcul est identique à celui qui, dans l'étude de l'élasticité, permet de repérer, par des

mesures, les directions principales des déformations et celles des contraintes.

En pratique, j'ai limité, la plupart du temps, les études de dilatation à des mesures suivant trois directions perpendiculaires, l'une de ces directions étant toujours normale au litage ou à la stratification. En effet, la déformation conduit les cristaux à s'orienter de façon à ce que leur axe optique soit parallèle à la direction de contrainte principale la plus grande donc perpendiculaire aux plans de glissement qu'elle détermine. En taillant une éprouvette perpendiculairement au litage ou à la stratification, on a donc de grandes chances de mesurer un coefficient de dilatation voisin de celui correspondant à l'axe de dilatation maxima et, par suite, d'apprécier valablement l'anisotropie de la roche.

IV. — Conclusion

Parmi les différents résultats obtenus avec la dilatométrie (tableau X-1) certains ont confirmé des informations obtenues précédemment par la méthode optique, d'autres ont été corroborés par les études aux rayons X. Les indications qu'ils ont données, concernant le régime de la déformation, ont permis de vérifier certaines hypothèses relatives au mécanisme des divers types de plissements (cf. chap. V).

Il semble donc que, malgré les modifications imposées à la dilatation de chaque cristal par la présence et la dilatation de ses voisins, la dilatation d'un agrégat reflète assez fidèlement l'orientation des différents cristaux qui le constituent.

Particulièrement utile dans le cas des roches à structure cryptocristalline et microcristalline, cette méthode présente, pour les roches à structure macrocristalline, l'avantage d'être moins fastidieuse que la méthode optique au microscope polarisant. Elle présente, en outre, l'avantage d'être chiffrable donc de permettre d'introduire des mesures et, par suite, de pouvoir comparer les anisotropies de roches appartenant à une même série stratigraphique.

CHAPITRE XI

DONNÉES DES RAYONS X SUR L'ORIENTATION DES FAMILLES DE PLANS RÉTICULAIRES

I. — Historique

Dès les premières analyses optiques de l'orientation des cristaux, il est apparu que le phénomène de diffraction des rayons X par les plans réticulaires pouvait permettre de contrôler et compléter les informations données par la méthode optique.

D'autre part, une fois la méthode mise au point par comparaison avec l'analyse optique, il était permis d'espérer l'appliquer à l'étude des microcristaux impossible à réaliser optiquement.

Les premiers travaux relatifs à cette application des rayons X à l'étude des roches sont dus à B. SANDER et G. SACHS (1930) qui ont utilisé la méthode DEBYE-SCHERRER, par transmission. En effet, dans le cas où les grains d'un matériau polycristallin sont orientés au hasard; lorsque l'on réalise un diagramme en le faisant traverser par un faisceau de rayons X, on obtient des anneaux de DEBYE-SCHERRER d'intensité uniforme. Par contre, si les grains présentent une ou plusieurs orientations préférentielles, les plans réfléchissants sont plus nombreux dans certaines directions que dans d'autres et il en résulte des anneaux de DEBYE-SCHERRER discontinus ou du moins comportant certains renforcements d'intensité.

H.W. FAIRBAIRN (1943) note cependant, par rapport à la méthode optique, une moins grande sensibilité de la méthode par rayons X sur laquelle il donne des précisions techniques (1949).

B. SANDER (1950) décrit un certain nombre de diagrammes ainsi obtenus à partir de lames minces de roches connues optiquement, et représente des anneaux, nettement discontinus, donnés par le quartz et les minéraux argileux.

Un goniomètre de texture, du type de celui utilisé par les métallurgistes et décrit par C.S. BARRETT

(1943), a été employé par T.L. HO (1947) pour l'analyse du quartz.

E.C. ROBERTSON (1952) a appliqué la méthode de LAUE à l'étude du calcaire de Solenhofen et du marbre de Yule. Il a trouvé que le calcaire de Solenhofen était très voisin d'un matériau isotrope et que l'orientation préférentielle des cristaux du marbre de Yule était plus marquée après la déformation qu'avant. Il ne semble pas, cependant, que cette méthode de LAUE ait été assez sensible pour permettre de détecter des changements d'orientation liés à la déformation.

Les travaux de E.N. SILVERMANN (1955) concernant un schiste sont la première application du diffractomètre à l'étude des textures de roches.

Depuis, D.V. HIGGS, M. FRIEDMAN et J.E. GEBHART (1960) ont mis au point une technique d'adaptation du diffractomètre Philips Norelco à l'analyse des textures de roches, mettant en jeu des éprouvettes hémisphériques de 0,5 pouce de diamètre. Ils ont, en particulier, mis en évidence un changement d'orientation cristallographique préférentielle, introduit dans un marbre de Yule par une déformation expérimentale.

II. — Expériences réalisées

L'objet essentiel de ce travail étant de connaître les modifications apportées aux cristaux par les pressions orogéniques, j'ai été amenée à rechercher dans quelle mesure les rayons X pouvaient être appliqués à l'étude de la déformation naturelle des calcaires microcristallins.

J'ai expérimenté, pour ce faire, différentes méthodes d'analyse et, en particulier, la méthode DEBYE-SCHERRER classique et le diffractomètre.

A. — Méthode Debye-Scherrer

En prenant pour référence les techniques décrites par B. SANDER (1930 et 1950), une série d'essais a d'abord été effectuée, en 1957, au laboratoire de rayons X de Bellevue, en collaboration avec C. LEGRAND, suivant la méthode DEBYE-SCHERRER classique.

Elle a mis en jeu des plaquettes de 80 à 100 μ d'épaisseur, différemment orientées par rapport à la stratification, taillées dans divers échantillons de calcaires, en particulier dans le marbre de Guillette (3), dans le marbre en plaquettes de la vallée du Guil (25), dans le calcaire de Canaveilles (52) et dans un calcaire de la Citadelle de Besançon (56). Pour les échantillons macrocristallins, un dispositif de balayage de la lame, par le faisceau de Rayons X, a été mis au point afin que le nombre de cristaux atteint soit suffisamment grand.

Les faisceaux diffractés ont été enregistrés sur film. Dans aucun cas, il n'a été possible d'observer, à l'œil nu, une variation dans l'intensité des anneaux qui soit susceptible de correspondre à une texture comparable à celle décrite par B. SANDER pour le quartz ou les minéraux argileux.

B. — Diffractomètre

Une deuxième série d'expériences a été réalisée au laboratoire de rayons X de l'Institut de Recherches Sidérurgiques, en collaboration avec M. ROBERT (M. d'ALBISSIN et M. ROBERT, 1962). Ces recherches ont été principalement effectuées avec un diffractomètre Philips Norelco.

1) DESCRIPTION DE L'APPAREILLAGE

Le diffractomètre est un appareil conçu pour mesurer et enregistrer, à l'aide d'un tube compteur (de Geiger par exemple), l'intensité des raies diffractées. Il est donc caractérisé par un montage permettant une exploration régulière d'une surface plane s'effectuant de façon telle que le tube de Geiger se trouve constamment placé au point voulu par la loi de la réflexion pour recevoir le faisceau diffracté (fig. XI-1).

Le tube de Geiger est relié à un enregistreur automatique sur lequel s'inscrivent, en fonction de l'angle θ , les intensités diffractées.

La diffraction ne se produit que suivant les plans qui sont parallèles à la surface étudiée.

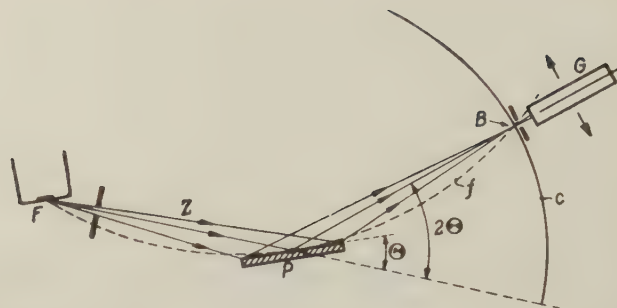


FIGURE XI-1
Montage focalisant
du diffractomètre à Rayons X « Norelco »
(Schéma Philips).

2) PRÉPARATION DES ÉCHANTILLONS

Après différents essais, nous avons adopté des éprouvettes cubiques d'un centimètre d'arête, dont l'orientation était repérée par rapport à celle de l'échantillon, deux des arêtes étant parallèles au plan de stratification. Leurs faces ont été soigneusement polies à l'alumine.

Les échantillons massifs présentent, sur les lamelles, l'inconvénient de ne permettre, à cause de l'absorption, qu'une très faible pénétration des rayons X à l'intérieur de l'échantillon. Par suite, la couche susceptible d'être perturbée par le polissage joue un rôle relativement grand au cours de la diffraction. Cependant, ce facteur intervenant de façon égale sur les trois faces des cubes peut, en première approximation, être négligé.

3) MESURES EFFECTUÉES

La bonne stabilité de l'appareil permettant de comparer les intensités diffractées par des surfaces identiques d'un même échantillon, chaque face a fait l'objet d'un examen aux rayons X. Cet examen a été effectué pour un large domaine angulaire de diffraction (une centaine de degrés), le pinceau de rayons X couvrant la totalité de la face.

Pour cette étude j'ai choisi des échantillons dont la texture était connue par d'autres méthodes afin d'avoir un moyen de contrôle.

Dans la calcite, la réflexion 01.4 est celle qui présente la plus grande intensité. Pour l'ensemble des trois diagrammes obtenus avec un même échantillon de forme cubique, nous avons attribué la valeur 100 à l'intensité de la raie 01.4 de celui des trois diagrammes où elle était la plus grande et calculé les valeurs correspondantes des intensités des raies 01.4 des deux autres faces du cube. Afin d'évaluer l'anisotropie des échantillons et

TABLEAU XI-1

Parallèle entre l'intensité de la diffraction et les coefficients de dilatation.

A : Marbre de Saint-Béat (54)
 B : Marbre de Guillestre non déformé (2)
 C : Marbre de Guillestre laminé (3)
 D : Marbre de Guillestre de la zone d'Acceglio (11)

Les éprouvettes destinées à la dilatométrie sont taillées perpendiculairement à chaque face du cube, le grand axe de l'éprouvette *c* étant perpendiculaire au litage.

Echantillons	Taille moyenne des cristaux (μ)	hk.l	Intensité			Coefficient de dilatation en $10^{-6}/^{\circ}\text{C}$		
			Face <i>a</i>	Face <i>b</i>	Face <i>c</i>	α_a	α_b	α_c
A	150-200	{ 01.4	16	27	100	13,12	14,29	41,07
		{ 00.6	1	3	3			
		{ 11.0	8	10	5			
B	5-10	{ 01.4	100	96	94	13,06	13,83	12,78
		{ 00.6	3	2	3			
		{ 11.0	12	12	12			
C	10-12	{ 01.4	59	63	100	8,75	10,52	16,81
		{ 00.6	2	1	4			
		{ 11.0	8	11	5			
D	70-150	{ 01.4	80	100	83	14,8	15,4	21,9
		{ 00.6	2	3	5			
		{ 11.0	17	23	6			

d'examiner les rapports et les différences existant entre les divers calcaires, nous avons comparé entre elles les valeurs des intensités des réflexions 01.4 sur les trois diagrammes. D'autre part, nous avons considéré les valeurs correspondantes des réflexions 00.6 et 11.0, se produisant sur des plans respectivement perpendiculaires et parallèles à l'axe ternaire, afin de pouvoir en comparer les résultats avec ceux obtenus par les méthodes optique ou dilatométrique. Les intensités des réflexions 00.6, à cause de leur indice élevé, ne sont pas très significatives car elles correspondent à des plans réticulaires très espacés.

Les premiers essais ont été faits avec le marbre de Saint-Béat (54) (tableau XI-1) pour lequel nous avons obtenu, pour la réflexion 01.4, des valeurs très différentes traduisant une anisotropie marquée de l'échantillon. C'est avec la face *c*, parallèle au litage, qu'a été enregistrée, pour la réflexion 11.0, la plus faible intensité. Ceci correspond à l'orientation préférentielle au préalable mise en évidence par la méthode dilatométrique (cf. p. 102) dont les résultats sont indiqués en parallèle dans le tableau, et par la méthode optique (cf. p. 95).

Dans le domaine des calcaires microcristallins, ont été étudiés des échantillons de marbre de Guillestre, non déformé (2), déformé (3) et à la fois déformé et recristallisé (11).

Les valeurs obtenues pour les trois échantillons choisis montrent que l'intensité relative de la réflexion 01.4, dans chaque échantillon, est fonction de l'anisotropie de l'orientation des grains, elle-même considérée comme due à la déformation. Dans le cas du marbre non déformé, les intensités sont à peu près égales et indiquent une répartition quelconque des plans cristallographiques d'indice donné, alors qu'avec le marbre laminé l'anisotropie est très nette. Dans les deux échantillons, les intensités relatives des réflexions 00.6 et 11.0 indiquent que la plus grande concentration d'axes optiques se trouve dans le plan perpendiculaire à la stratification de l'échantillon, ce qui correspond aux résultats obtenus par la dilatométrie.

Avec l'échantillon d'Acceglio (11) a été enregistrée une anisotropie plus faible et ces résultats sont également conformes à ceux donnés par la méthode optique.

Par contre, dans le cas de l'échantillon du Belvédère du Pelvoux (17), des essais ont été tentés avec un cube, des lamelles et des aiguilles mais, ni pour la calcite, ni pour le quartz, il n'a été possible de mettre en évidence une anisotropie. Cependant, la dilatométrie, qui met en jeu un nombre beaucoup plus important de cristaux indique une certaine anisotropie ($\alpha_a = 14,13$; $\alpha_b = 12,58$; $\alpha_c = 15,60$).

C. — Conclusion

De ces différentes expériences peuvent être tirées les conclusions suivantes :

1) Parmi les expériences concernant la calcite, les seules ayant mis en évidence une orientation préférentielle liée à une déformation ont été réalisées avec la méthode de Laue ou avec un diffractomètre.

B. SANDER (1950) a étudié, par la méthode DEBYE-SCHERRER, un schiste à grain fin renfermant 25 % de calcite et ayant manifestement subi une déformation. Le quartz présentait optiquement une faible orientation préférentielle alors que la calcite n'en présentait aucune. Pour l'un et l'autre minéral, il n'a pas été possible de mettre en évidence, par les rayons X, une orientation préférentielle. B. SANDER conclut à une plus grande sensibilité de la méthode optique.

Par suite, l'identité des résultats que j'ai obtenus par la méthode DEBYE-SCHERRER avec, par exemple, l'échantillon provenant de la Citadelle de Besançon (56) dont la texture est homogène et le marbre de Guillore (3) dont la texture orientée a été révélée par le diffractomètre semble pouvoir s'expliquer, en partie, par un manque de sensibilité de la méthode DEBYE-SCHERRER. Il est possible, également, que se soient produites des différences de noircissement trop faibles pour être perçues sans photomètre.

2) Du fait que les rayons X et la méthode optique au microscope polarisant informent tous deux sur l'orientation précise des cristaux, leurs résultats sont comparables.

Il y a par contre une différence essentielle entre ces méthodes et soit la dilatométrie, soit les spectres de réflexion infrarouges. Avec le dilatomètre, en effet, on enregistre la dilatation, phénomène qui

est régi par un tenseur; d'autre part, au cours de la réflexion du spectre infrarouge, c'est encore un tenseur qui intervient.

Malgré ces différences, les ordres de grandeur des résultats donnés par l'une et l'autre méthode sont comparables et ceci constitue un argument favorable à l'utilisation du diffractomètre pour connaître l'orientation préférentielle des cristaux des roches calcaires. En multipliant les mesures suivant des plans d'orientation différente d'un même échantillon, cette technique peut permettre, en effet, une information complète sur l'orientation des grains, quelle que soit leur taille.

3) Des résultats analogues auraient pu être obtenus par diffraction électronique. Des essais ont été réalisés, dans cette voie, en collaboration avec C. de RANGO, au Service de microscopie électronique des laboratoires de Bellevue.

Nous avons effectué, avec un microscope électronique JEM-5 G, des diagrammes de diffraction par réflexion pour un monocristal de spath d'Islande et pour des plaquettes polies d'environ 5×10 mm de surface, taillées dans le marbre en plaquettes de la vallée du Guil (25), le calcaire de Canaveilles (52) et le calcaire de la Citadelle de Besançon (56).

Pour tous les échantillons, nous avons constaté une charge extrêmement rapide des éprouvettes malgré laquelle il nous a été possible d'observer quelques diagrammes. Cette charge aurait pu être évitée en faisant arriver sur l'échantillon un faisceau d'ions. Cependant, nous n'avons pas développé plus avant cette technique. En effet, les électrons possèdent un faible pouvoir de pénétration. Il était donc à craindre que les diagrammes obtenus ne correspondent qu'à la structure de la partie de l'échantillon susceptible d'être perturbée par le polissage. D'autre part, la surface étudiée en diffraction électronique étant réduite à quelques μ^2 , un résultat concernant un agrégat polycristallin ne pouvait être espéré que dans le cas d'échantillons à structure cryptocristalline (cf. p. 51).

C. — ÉTUDE DE L'ÉNERGIE EMMAGASINÉE

La cohésion du cristal de calcite est assurée par les forces de liaison interioniques. L'intensité de ces forces est susceptible d'être modifiée par les empiements de dislocations liés à la déformation. Ils entraînent, en effet, une distorsion du réseau cristallin qui est accompagnée par une augmentation de l'énergie potentielle du cristal (chap. XII).

Par ailleurs, les rayonnements radioactifs, ainsi que les rayonnements électromagnétiques de courte

longueur d'onde, sont susceptibles de produire une fluorescence ou une phosphorescence des roches calcaires, qui sont liées à l'organisation des niveaux d'énergie des atomes. Les études de thermoluminescence que j'ai effectuées ont montré que des modifications peuvent être apportées, par la déformation naturelle, à la répartition, dans le cristal, de ces niveaux d'énergie (chap. XIII).

CHAPITRE XII

ANALYSE DE LA DISTORSION DU RÉSEAU CRISTALLIN

La distorsion du réseau cristallin entraîne, dans le cristal, des modifications physiques et physico-chimiques qui sont susceptibles d'être étudiées par diverses méthodes.

I. — Rayons X

Le désordre, introduit dans un réseau cristallin par la déformation, peut être analysé différemment dans un monocristal ou un groupe de quelques cristaux et dans un matériau polycristallin.

A. — Astérisme des diagrammes de Laue

Lorsque le réseau cristallin a subi une distorsion, les normales à une certaine famille de plans réticu-

lares ne sont plus parallèles entre elles en tous les points du cristal. La répartition de ces normales, dans l'espace, peut être déterminée par les diagrammes de LAUE dont les taches sont remplacées, dans les cristaux déformés, par des traînées de longueur variable, dirigées vers le centre du diagramme. La longueur de ces taches augmente avec la déformation des cristaux. A ce phénomène, observable avec des monocristaux et avec des échantillons comprenant plusieurs cristaux, a été donné le nom d'astérisme.

Le noircissement de ces taches est généralement continu mais on observe aussi des taches, décomposées en un grand nombre de stries très fines, qui sont caractéristiques des cristaux polygonisés (cf. p. 42) (S.W. BAILEY, R.A. BELL et C.J. PENG, 1958).

E.V. KOLONTOVA, Yu.G. SOROKINA, I.V. TELEGINA (1959) signalent, dans leur étude sur la macle de

la calcite, que les parties du cristal maclées présentent un certain astérisme alors qu'aucun astérisme n'est observable dans le cristal parent.

B. — Elargissement des domaines de réflexion

1) MÉCANISME

Dans les cristaux dont la structure est perturbée, le rayonnement diffracté n'est pas localisé dans des directions bien définies comme dans un cristal parfait. Les directions dans lesquelles la diffraction est sensible sont groupées autour des directions de diffraction cristalline et il en résulte, expérimentalement, un élargissement des raies de diffraction (voir par ex. A. GUINIER, 1956). Cet élargissement peut être distingué de celui qu'entraîne le facteur « taille des cristallites ».

2) HISTORIQUE

Deux séries de travaux, portant sur des échantillons de calcaires déformés au laboratoire ont été effectuées :

D. ROSENTHAL et M. KAUFMAN (1952), utilisant une technique photométrique, ont construit les courbes correspondant aux raies diffractées par une famille de plans réticulaires du marbre de Yule et l'ont comparée à celle donnée par le même marbre déformé plastiquement sous 10 000 atm. Dans le cas d'un échantillon solide, comme dans celui d'une poudre de 1 à 10 μ de diamètre, ils ont observé un net élargissement des raies lié à la déformation plastique. Ils ont établi, par ailleurs que, dans cet élargissement, le facteur « taille des grains » qui peut, lui aussi provoquer un élargissement des raies n'intervient pratiquement pas.

M.S. PATERSON (1958) a effectué des expériences analogues sur divers marbres et sur le calcaire de Solenhofen, en utilisant un diffractomètre à compteur Geiger Philips NORELCO. Ses résultats, relatifs au phénomène d'élargissement des raies, ont confirmé ceux de D. ROSENTHAL et M. KAUFMAN. Il a précisé en outre que l'énergie emmagasinée représente une fraction importante, au moins 10 %, peut-être la moitié ou plus, de l'énergie dépensée au cours d'une déformation plastique de 15 %. Il est difficile, en l'absence de mesures de contrôle, de porter un jugement sur ces valeurs mais elles paraissent très élevées.

3) EXPÉRIENCES NOUVELLES RÉALISÉES

Une étude d'élargissement de raies a été effectuée, au laboratoire de l'Institut de Recherche Sidé-

rique, en collaboration avec M. ANGELI et M. ROBERT, sur un micropli du Belvédère du Pelvoux (17).

A partir de fragments prélevés en différents points du micropli (fig. XII-1) des poudres de 35 à 65 μ de diamètre ont été préparées, ce diamètre étant choisi de façon à éliminer l'élargissement de raies, lié à la taille des grains.



FIGURE XII-1

Micropli du Belvédère du Pelvoux (17) ($\times 1$) : localisation des fragments réduits en poudre pour l'étude de la largeur des raies de diffraction.

Pour chacun des cinq diagrammes ainsi obtenus, nous avons caractérisé l'élargissement des raies par le rapport h/l de la hauteur de la raie à sa largeur à mi-hauteur et classé les différentes poudres suivant les valeurs croissantes de ce rapport.

Un tableau a été établi, en éliminant d'une part les raies pour lesquelles il y a des superpositions (raie 11.3 de la calcite superposée à la raie 10.2 du quartz), d'autre part, les raies trop peu intenses pour que le rapport h/l puisse être établi de façon précise (tableau XII-1). L'examen de ce tableau

TABLEAU XII-1

Analyse de l'élargissement des raies de diffraction de la calcite enregistrées à partir de poudres prélevées en différents points d'un micropli du Belvédère du Pelvoux (17).

Intensité	h k. l.	Numéros des poudres classées d'après les valeurs croissantes de $\frac{h}{l}$						Différences entre les valeurs extrêmes de $\frac{h}{l}$
100	01.4	1	3	5	2	4		12,28
17	10.8	1	3	2	5	4		2,45
17	11.6	1	3	5	2	4		1,70

montre que le rapport h/l des poudres 1 et 3 est le plus faible alors que celui de la poudre 4 est le plus élevé. Ceci indique un élargissement des raies des zones 1 et 3 par rapport à la zone 4. En se reportant à la fig. V-3a, on voit que les feuillettes constituant le micropli sont laminés sur ses flancs mais ne le sont pas dans son cœur, ce qui peut y expliquer une absence de distorsion du réseau. Cependant, pour le quartz, ce sont les poudres des zones 3 et 4 qui ont présenté le plus grand élargissement par rapport à la zone 1.

Les « élargissements » ainsi observés étant relativement très faibles, il est possible que ces résultats contradictoires entrent dans le domaine des variations expérimentales. Etant donné que les élargissements de raies qui ont été décrits jusqu'ici dans les calcaires concernent des échantillons déformés artificiellement deux solutions se présentent : ou bien la déformation naturelle n'entraîne pas une distorsion du réseau cristallin suffisante pour être mise en évidence avec notre montage diffractométrique simple, ou bien le réseau a été perturbé, puis, au cours des temps, a repris progressivement sa structure normale.

De nouveaux essais seront nécessaires pour résoudre ce problème.

II. — Thermoluminescence

N.M. JOHNSON et F. DANIELS (1961) ont analysé le mécanisme de la recristallisation d'un réseau

cristallin distordu. Après que l'état de tension interne de cristallites d'environ 44μ de diamètre ait été contrôlé par la mesure de l'élargissement des raies obtenues avec un diffractomètre à rayons X, leur recristallisation a été provoquée en les portant, à une température d'environ 450°C , sous un photomultiplicateur. Entre 340 et 450°C a été enregistrée une luminescence que N.M. JOHNSON et F. DANIELS ont démontré être indépendante de la luminescence induite par radiation (cf. chap. XIII). La production de photons résulterait, dans ce cas, du mouvement des dislocations et de la migration des lacunes liés à la recristallisation.

Il est probable, cependant, que cette émission lumineuse n'est pas uniquement liée à une distorsion du réseau. Un tel pic a, en effet, été enregistré au laboratoire de Pise (communication orale) avec des échantillons non déformés soumis à une irradiation artificielle β .

III. — Corrosion

Les acides ont, nous l'avons vu, la propriété d'attaquer plus fortement les zones de cristal perturbées que les zones non perturbées (cf. p. 17). Prenant pour base cette propriété, G.B. RAIS (1958) a mesuré, dans un monocristal de calcite, la dimension de la zone distordue par le voisinage d'une macle.

CHAPITRE XIII

ANALYSE DE LA DÉFORMATION PAR L'ÉTUDE DE LA LUMINESCENCE

I. — Mécanisme de la luminescence

La luminescence est le processus par lequel un solide émet une radiation lumineuse qui n'est pas d'origine purement thermique.

Ce processus comprend l'excitation, l'emmagasinement provisoire d'énergie et l'émission lumineuse mais, d'une façon générale, c'est surtout à cette partie finale du processus qu'est réservé le terme de luminescence.

Lorsque la transition d'émission est spontanée, on dit qu'il y a fluorescence. Lorsqu'elle est différée et peut être accélérée par un apport d'énergie, il y a phosphorescence. Si cette énergie est fournie sous forme de chaleur, on a affaire au phénomène de thermoluminescence.

Rappel des principes de base

Les phénomènes de luminescence peuvent être expliqués par la mécanique quantique.

On sait que l'énergie de l'atome ne peut prendre que les valeurs d'une suite discontinue que l'on appelle niveaux d'énergie. Chacun des niveaux d'énergie des atomes séparés, uni dans les cristaux à ceux des atomes voisins, donne des bandes d'énergie permise qui s'étendent sur l'ensemble du cristal et qui sont séparées par des bandes interdites.

Il est admis qu'au zéro absolu, les électrons d'un cristal idéal se répartissent suivant les niveaux autorisés, en commençant par ceux ayant l'énergie la plus basse. Suivant leur nombre par atomes, ils remplissent un nombre entier de bandes ou en laissent une incomplète.

Dans le cas d'un atome simple, idéal, il est possible de calculer les niveaux d'énergie, mais lorsqu'on passe au cas de molécules et de solides réels, la complexité des bandes est telle que l'on a dû imaginer des diagrammes simples de niveaux d'énergie conformes aux données acquises.

Dans le domaine des roches calcaires, le mécanisme de la luminescence peut être illustré par le modèle de mécanique quantique pour les cristaux non conducteurs (fig. XIII-1).

Dans de tels cristaux, la plus élevée des bandes d'énergie permise, la bande de valence est saturée au zéro absolu et la bande située au-dessus, la bande de conductibilité est entièrement vide. Ces deux bandes sont séparées par une bande interdite qui, dans le cas de la calcite, cristal non conducteur, est relativement large.

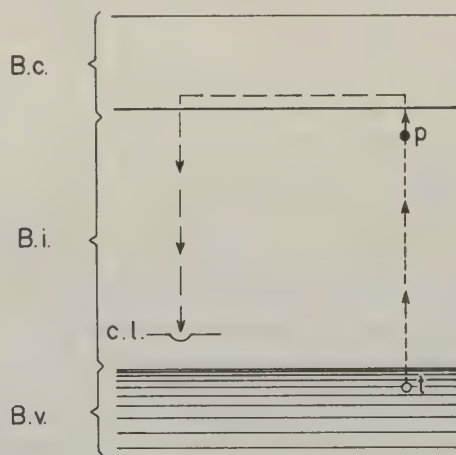


FIGURE XIII-1

Modèle de mécanique quantique pour les cristaux non conducteurs.

- B. c. : Bande de conductibilité
- B. i. : Bande interdite
- B. v. : Bande de valence
- p : piège à électron
- t : trou
- c.l. : centre luminogène
- : processus d'excitation
- : processus d'émission radiative

1) CENTRES ET PIÈGES

Dans un cristal réel cependant, il existe, dans la bande interdite, des niveaux localisés pouvant capter des électrons et des trous libres. Ce sont les

pièges à électrons et les centres de recombinaison.

Les *pièges à électrons* sont des niveaux métastables, situés en général près de la bande de conductibilité, dans lesquels des électrons, provenant de la partie supérieure de la bande de valence, peuvent rester capturés entre le processus d'excitation et le processus d'émission. La nature exacte de ces pièges est mal connue mais les inclusions d'impuretés, lacunes, dislocations, sont des imperfections cristallines au voisinage desquelles l'abaissement des barrières de potentiel permet la capture d'électrons excités. Ces niveaux sont responsables de la possibilité d'émission lumineuse retardée par rapport à l'excitation.

Les travaux récents de E.J. ZELLER et L.B. RONCA (1962), ont établi que les radiations naturelles peuvent augmenter le nombre de pièges d'un échantillon.

Les *centres de recombinaison* sont des niveaux susceptibles de capturer les électrons libérés par les pièges. Leur niveau d'énergie est inférieur à celui des pièges à électrons, donc plus proche de la bande de valence. D'une façon générale, la recombinaison est radiative lorsque le centre est associé à une impureté luminogène.

2) LE PHÉNOMÈNE D'EXCITATION.

Nous avons vu que, lorsqu'un cristal non conducteur se trouve en équilibre, des électrons sont répartis dans sa bande de valence et sa bande de conductibilité est vide. Certaines radiations ont le pouvoir d'arracher à la bande de valence des électrons qui sont, pour la plupart, retenus dans les pièges de la bande interdite où ils demeurent à l'état excité. Dans la nature, les radiations les plus aptes à exciter les électrons dans les pièges sont les particules α et les radiations provenant de la désintégration des éléments radioactifs qui, d'après E. ZELLER (1957) se trouveraient à l'intérieur même du cristal. D'après G. F. KOMOVSKII (1961), la proportion d'électrons ainsi piégés peut atteindre 10^{19} par cm^3 .

3) L'ÉMISSION.

On appelle profondeur d'un piège, l'énergie que doit recevoir ce piège pour que l'électron soit libéré. Cette énergie d'activation est matérialisée, sur le diagramme de niveaux d'énergie, par la distance du piège à la bande de conductibilité.

Lorsque les pièges sont très voisins de la bande de conductibilité, il se produit une phosphorescence spontanée. Si ces pièges sont à une grande distance de la bande de conductibilité, il faut fournir de l'énergie à l'électron piégé pour le libérer.

Dans le cas de la thermoluminescence, l'énergie apportée aux électrons est d'origine thermique. Une élévation de température augmente, en effet, les mouvements oscillants des atomes du réseau cristallin et, par suite, leur énergie de vibration (évaluée en phonons), qui peut être communiquée aux électrons piégés et leur permettre de se libérer.

Les électrons s'échappent alors vers la bande de conductibilité où ils ne peuvent demeurer. Ils retombent donc, soit vers les niveaux inférieurs où ils se recombinaient avec un centre, soit dans la bande de valence.

Si le centre n'est pas un centre luminogène, la recombinaison se fait avec émission d'un grand nombre de phonons provoquant un échauffement local du cristal.

Si le centre est un centre luminogène, cette recombinaison se fait avec émission de lumière, le spectre et la couleur de la lumière ainsi émise dépendant de la nature de l'impureté activante.

Lorsque la température s'élève, les pièges se vident, en commençant par les moins profonds. D'où une émission qui passe par un maximum puis s'annule quand les pièges sont tous vidés. Il est ainsi possible d'établir une relation entre la profondeur du piège, en électronvolts et la température T^* du maximum de la courbe d'émission lumineuse évaluée en degrés. F. URBACH (1930) l'a exprimée par la formule numérique approxima-

$$\text{tive } E \text{ (eV)} = \frac{T^* \text{ (}^\circ\text{K)}}{500}.$$

La thermoluminescence a pour base l'étude, en fonction de la température, de la lumière ainsi émise, cette lumière fournissant un moyen de connaître la distribution des pièges en profondeur. Proposée par F. URBACH (1926) puis M. L. KATZ et R. E. SSOLOMONIUK (1939), cette méthode a été développée depuis les travaux de J. T. RANDALL et M. H. F. WILKINS (1945).

Dans le cas des roches calcaires, les pièges n'ont pas tous la même profondeur. Ils se répartissent en divers groupes, nettement séparés, auxquels correspondent plusieurs maxima d'émission lumineuse.

II. — Modifications apportées au phénomène de luminescence par la déformation plastique

La coloration des cristaux, liée à leur irradiation artificielle, constitue une méthode optique d'analyse de la déformation plastique qui a occasionné de nombreux travaux, récemment résumés par K. PRZIBRAM (1956). Cette méthode a été appliquée

à l'étude de la déformation du monocristal de calcite et des agrégats de cristaux de calcite.

A. — *Monocristal de calcite*

J. HANDIN, D. V. HIGGS, D. R. LEWIS et P. K. WEYL (1957) ont effectué un certain nombre d'expériences sur des monocristaux de calcite incolore qu'ils ont soumis à une irradiation γ et déformés.

Ces expériences ont montré que la courbe contrainte - déformation est sensiblement identique pour les cristaux non irradiés et irradiés.

Elles ont permis, d'autre part, d'observer que des cristaux clairs, prennent lorsqu'ils sont irradiés, une teinte ambre clair qui est susceptible d'être modifiée par la déformation : si le cristal est soumis à une déformation s'effectuant de façon telle que seuls les mécanismes de glissement par translation interviennent, c'est-à-dire quand l'axe de compression principal est parallèle à l'axe ternaire du cristal, la couleur ambre est remplacée par un bleu outremer foncé; ceci se produit, que la déformation suive ou précède l'irradiation. Lorsque, par contre, intervient le mécanisme de maclage, c'est-à-dire dans le cas où l'axe de la contrainte la plus faible est orienté parallèlement à l'axe ternaire, aucun changement de couleur n'apparaît.

Au point de vue cristallographique, les auteurs expliquent ce phénomène par des dislocations qui prendraient facilement naissance le long des plans $\{10.1\}$, le glissement par translation s'effectuant suivant des rangées d'ions de même charge (fig. I-4). Elles se produiraient par contre difficilement au cours du maclage suivant le plan $\{01.2\}$, le déplacement se faisant alors suivant des rangées d'ions de signe alterné $\text{Ca}^{++}\text{CO}_3^{--}$. En outre, le glissement par maclage s'effectue de telle sorte qu'un ion se déplace seulement d'une fraction de distance périodique et ne peut jamais dépasser un ion de charge différente. Ce sont ces dislocations qui, si elles sont associées à une impureté lumineuse, sont susceptibles, au cours de l'excitation, de jouer le rôle de centre coloré.

Un cristal de calcite, gardé à l'abri de la lumière, a pu conserver sa coloration bleue pendant environ un an. Cependant, cette couleur a disparu par chauffage à 290°C . Il existe donc un lien entre la coloration bleue et le pic de thermoluminescence qui sera décrit plus loin (cf. p. 128).

B. — *Agrégat*

Parmi les travaux récents, mentionnant l'influence de la déformation sur la luminescence d'un

agrégat de cristaux de calcite produite par une irradiation artificielle, peut être cité celui de N. W. H. ADDINK (1951), relatif au degré d'imperfection des cristaux, où il est fait allusion à la coloration par rayons X comme pouvant servir d'indication pour l'analyse des distorsions de réseaux. Une étude détaillée du phénomène est due à J. HANDIN, D. V. HIGGS, D. R. LEWIS et P. K. WEYL (1957).

Expérimentant d'abord avec le marbre de Yule puis avec d'autres roches calcaires, ils ont observé que l'irradiation artificielle γ entraînait un affaiblissement d'environ 20 % de la résistance de l'agrégat. N'ayant pas observé un tel affaiblissement avec le monocristal, ils sont amenés à supposer que le dommage causé à l'agrégat par l'irradiation est confiné aux limites de grains. Ils n'estiment cependant pas que l'irradiation naturelle, subie par les roches dans la croûte terrestre, puisse affecter leur résistance de façon appréciable. Une irradiation, suivie d'une déformation, entraîne une coloration bleue des éprouvettes dont l'intensité varie, d'une part en fonction de l'orientation de l'éprouvette, donc de l'orientation des cristaux par rapport à la direction de contrainte principale la plus grande et d'autre part, en fonction du degré de déformation de l'éprouvette.

Une analyse détaillée de cette coloration a montré que l'agrégat apparaissait, en fait, et conformément aux observations réalisées sur le monocristal, comme une mosaïque de cristaux bleus et blancs correspondant, respectivement, aux orientations favorables à la déformation par translation et à la déformation par maclage.

Un phénomène analogue, lié à un rayonnement X, a été décrit par M. S. PATERSON (1958).

Comme pour le monocristal de calcite, J. HANDIN et ses collaborateurs (1957) expliquent ce changement par la création de centres colorés, liés aux dislocations, se produisant au cours du glissement par translation.

Il ne semble pas qu'une telle coloration bleue ait été jusqu'ici observée dans les roches déformées et irradiées naturellement.

III. — Application de la thermoluminescence à la géologie

A. — *Généralités*

La luminescence naturelle des minéraux a été découverte par la thermoluminescence. Ce phénomène est très anciennement connu puisqu'une

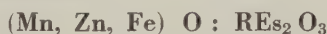
remarque, concernant la thermoluminescence de la fluorine, se trouve dans un ouvrage de H. OLDENBURG publié en 1705.

La première application de la méthode des courbes de thermoluminescence à l'étude des roches a été faite, en 1950, par F. DANIELS et D. F. SAUNDERS qui ont donné une méthode quantitative de mesure de la thermoluminescence.

Nous avons vu que l'émission lumineuse ne se produit que lorsque l'électron libéré se recombine avec un centre luminogène, c'est-à-dire le plus souvent un centre associé à une impureté.

Différentes recherches, relatives à l'influence de la nature et de la proportion des impuretés sur la courbe de thermoluminescence de la calcite, ont été effectuées :

S. HATA (1933), analysant divers cristaux de calcite, a mis en évidence l'intervention des terres rares et de Mn, Zn, Fe, dans le phénomène de thermoluminescence. Il a observé que, lorsque le rapport moléculaire



n'excède pas 20, la calcite est thermoluminescente alors que, pour des valeurs supérieures à 50, elle ne l'est pas. Ceci conduirait à penser qu'il existe une valeur critique de la quantité de ces ions métalliques par rapport à celle des terres rares au-dessous de laquelle la calcite est thermoluminescente.

Des travaux, concernant l'influence individuelle de diverses impuretés, ont montré les faits suivants :

- le Manganèse joue le rôle d'activateur dans la luminescence rouge-orange de la calcite naturelle (P. PRINGSHEIM, 1928; W.L. MEDLIN, 1959);
- le Strontium accroît l'intensité de la thermoluminescence;
- le Fer agit en inhibiteur;
- le Plomb est susceptible de jouer le rôle d'activateur (W.L. MEDLIN, 1959) et de sensibiliser les échantillons renfermant du Manganèse à l'action des radiations (E.J. MURATA, 1947);
- l'Aragonite inhibe la thermoluminescence (E.E. ANGINO, 1959a);
- l'intensité des pics varie régulièrement en fonction de la proportion calcite-dolomite (D. R. LEWIS, 1956).

Or, au cours de la sédimentation et de la diagenèse, des modifications importantes peuvent être apportées localement à la teneur en impuretés d'un même sédiment. D'autre part, postérieurement à la lithogenèse, les ions des impuretés ont une mobilité suffisante pour changer leur concentration dans

le réseau cristallin. La recristallisation, enfin, peut apporter des modifications importantes en ce sens qu'elle diminue le nombre des dislocations et affecte le pourcentage d'impuretés à l'intérieur des cristaux. Chaque fois qu'un sédiment est recristallisé, des impuretés peuvent, en effet, être ajoutées, ôtées ou simplement redistribuées. La thermoluminescence est donc une propriété qui est extrêmement sensible aux changements de structure des cristaux, de concentration des impuretés et de mode de cristallisation.

Les applications d'une telle méthode à la Géologie doivent donc tenir compte de tous ces facteurs. En ce qui concerne la nature des impuretés, l'expérience montre, cependant, que des variations d'impuretés peuvent changer la longueur d'onde de la lumière émise, déplacer légèrement la température du maximum des pics de thermoluminescence ou modifier leur intensité mais non pas changer l'allure générale des courbes. La question de la nature précise des impuretés que j'ai tenté de résoudre (cf. tableau III-1,2,3) peut donc apporter des données intéressantes dans le domaine de la physique des solides. Dans celui de l'application aux problèmes géologiques, nous prenons comme base de recherche la forme générale de la courbe et il paraît possible, en première approximation, de ne pas tenir compte de la nature de l'impureté.

B. — Description de l'appareillage de thermoluminescence

Un appareil destiné à la mesure de la thermoluminescence comprend essentiellement un four, un photomultiplicateur et un enregistreur. Le four utilisé présente une coupelle à fond plat, en cuivre, de 24 mm de diamètre où est déposé l'échantillon à étudier. Sa température s'élève comme une fonction linéaire du temps à une vitesse d'environ 1°C par seconde et la reproductibilité est bien supérieure à 10 %. Un thermocouple permet de connaître la température au cours de l'expérience (fig. XIII-2).

La lumière émise est transmise au photomultiplicateur par l'intermédiaire d'un guide de lumière en quartz fondu. Entre le guide de lumière et le photomultiplicateur est intercalé un filtre de verre au cobalt, destiné à arrêter la lumière émise par le four et l'échantillon incandescents.

Tous les montages, quels qu'ils soient, affectent la forme des courbes de thermoluminescence. D'autre part, le photomultiplicateur ne reçoit que la lumière que laisse passer le filtre et ceci peut modifier la température des maxima des courbes

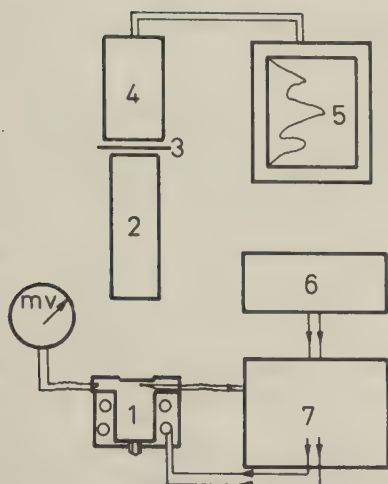


FIGURE XIII-2

Schéma de l'appareillage de thermoluminescence.

- 1 — four en cuivre
- 2 — guide de lumière en quartz
- 3 — filtre de verre au cobalt
- 4 — photomultiplicateur Dumont 6292
- 5 — enregistreur
- 6 — régulateur
- 7 — amplificateur magnétique

(d'après G. FORNACA-RINALDI et E. TONGIORGI, 1960)

de thermoluminescence. Ces températures sont, d'ailleurs, légèrement supérieures à la température de l'échantillon car le thermocouple qui les mesure est placé à l'intérieur du four en cuivre.

C. — La thermoluminescence de la calcite

L'échauffement d'un échantillon de roche calcaire non déformée peut donner lieu à une courbe de thermoluminescence présentant des pics aux environs de 70°C - 140°C - 190°C - 270°C - 380°C et 420°C.

Ces températures, données par l'appareillage de Pise, sont celles qui seront utilisées au cours de ce travail. Le tableau XIII-1 donne les équivalences entre les températures de Pise et celles données par différents auteurs.

Ces divers pics n'apparaissent pas tous, toujours, dans tous les calcaires naturels. Ainsi, la craie du Bassin de Paris, comme la plupart des calcaires non déformés, présente seulement deux pics (fig. XIII-3).

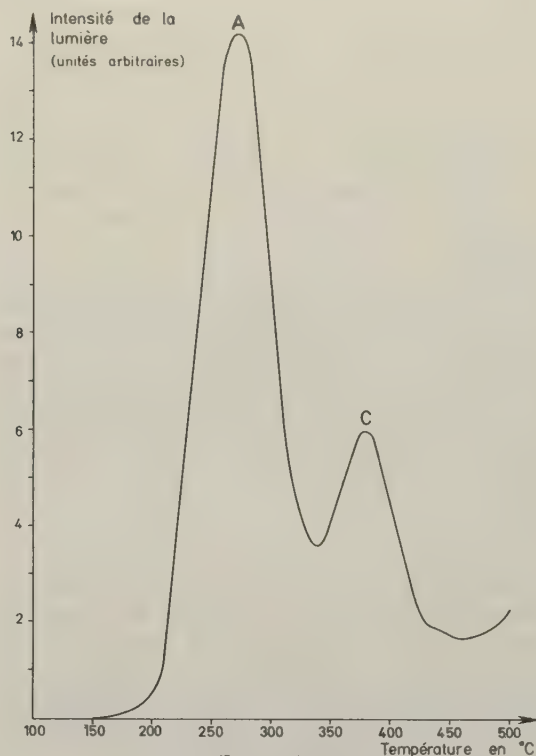


FIGURE XIII-3

Courbe de thermoluminescence de la craie du Bassin de Paris (61). 300 mgr de poudre de 250-315 μ .

TABEAU XIII-1

Equivalences entre les températures des maxima des pics données par les différents auteurs cités

	irr. β			Pic A	Pic C	
PISE	70°C	140°C	190°C	270°C	380°C - 400°C	420°C - 450°C
ZELLER		irr. α 110°C		235°C	312°C - 320°C	
HANDIN		120°C		240°C	350°C	
DEBENEDETTI				230°C	360°C	424°C
ANGINO					320°C - 345°C	

Nous allons voir que, chacun de ces pics possibles de la calcite, a une origine différente et des propriétés spécifiques.

1) Pics de basse température (70°C, 140°C, 190°C)

Les pics de basse température correspondent à des pièges à électrons qui peuvent difficilement rester chargés à la température ordinaire à cause de leur faible profondeur.

— Dans certains calcaires, l'irradiation artificielle fait apparaître un pic à 70°C.

— Le pic 140°C est le seul ayant été jusqu'ici observé dans des échantillons de calcaire ayant subi une irradiation naturelle. La découverte de ce pic, dans des échantillons provenant de l'Antarctique, avait conduit à penser que ce pic pouvait être représenté dans la courbe de thermoluminescence d'échantillons provenant de régions à température très basse. (E. J. ZELLER, 1960). En fait, il est apparu que, dans tous les cas, il s'agit d'échantillons chez lesquels une exposition à la lumière donne naissance à un pic 140°C de très forte intensité. Ceci semble pouvoir être mis en relation avec la présence d'impuretés. En effet, les échantillons de l'Antarctique appartiennent à une zone de métamorphisme de contact donc à une zone où ont pu intervenir des minéralisateurs. D'autre part, les échantillons de marbre de Carrare présentant ce pic proviennent de la région de Seraversa (48) où se trouvent des mines de Pb et Ag. Par ailleurs, l'introduction d'ions Pb^{++} dans du carbonate de calcium précipité au laboratoire de Pise (63) a provoqué l'apparition de ce pic.

— Le pic 175°C est plus rare.

2) Pics 270°C et 380°C (Pics A et C).

a) Pic 270°C (Pic A).

Ce pic se rencontre dans presque toutes les courbes de thermoluminescence naturelle.

Les mesures effectuées par G. FORNACA-RINALDI et E. TONGIORGI (1960) sur des fractions de diamètre différent d'un même échantillon, ont montré, dans chacun des quatre échantillons étudiés, une décroissance de l'intensité de ce pic liée à la décroissance de la taille des grains.

L'expérience montre, par ailleurs, que l'intensité de ce pic est plus faible dans un échantillon coloré que dans un échantillon non coloré. Ce facteur intervient dans les comparaisons d'échantillons, mais son influence ne peut être évaluée de façon absolue car la quantité de radiations reçue par les échantillons, les centres luminogènes et le déclin qu'a pu subir, au cours des temps géolo-

giques, ce pic, peuvent varier d'un échantillon à l'autre.

L'ensemble de ces observations a conduit G. FORNACA-RINALDI et E. TONGIORGI (1960) à conclure que l'intensité du pic A, est inversement proportionnelle au coefficient d'absorption et de dispersion α_r de la poudre étudiée.

b) Pic 380°C (Pic C).

L'origine et la signification de ce pic sont très complexes.

— Différentes expériences ont montré que son intensité peut être modifiée par la pression (cf. p. 128).

— E. J. ZELLER, J. L. WRAY et F. DANIELS (1955) ont enregistré, avec un échantillon de carbonate de Calcium fraîchement précipité au laboratoire, une courbe de thermoluminescence naturelle présentant un maximum aux environs de 370°C. Ils ont été amenés à en expliquer la présence, par une croissance irrégulière des cristaux donnant naissance à des dislocations et à proposer deux hypothèses de mécanisme de piégeage des électrons. Une de ces hypothèses suppose qu'il s'établit, au cours de la croissance du cristal, des tensions qui engendrent des charges électrostatiques locales suffisantes pour libérer les électrons. Une autre hypothèse suggère qu'une double couche, enveloppant les ions liés à la surface d'un cristal en cours de croissance, peut, dans certaines conditions, engendrer une charge assez élevée pour libérer les électrons et donner naissance à une thermoluminescence subséquente.

— A. DEBENNEDETTI (1958) puis E. E. ANGINO (1959) ont établi qu'il existe un rapport direct entre l'apparition du pic 370°C et le broyage.

Reprenant le problème à sa base, G. FORNACA-RINALDI et E. TONGIORGI (1960) ont comparé les courbes données par un monocristal de calcite pure et par un cristal de même espèce broyé. Alors que le monocristal ne donnait aucun pic de thermo-

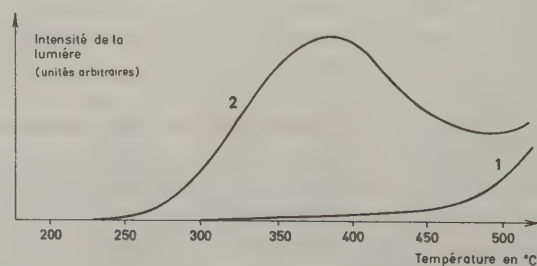


FIGURE XIII-4

Courbes de thermoluminescence de calcite très pure.

1 — monocristal

2 — échantillon du même cristal finement broyé

(d'après G. FORNACA-RINALDI et E. TONGIORGI, 1960)

luminescence, son broyage a fait apparaître un pic ayant son maximum aux environs de 380°C, conformément à l'observation de A. DEBENEDETTI (1958) (fig. XIII-4).

Ils ont, d'autre part, comparé, pour un même échantillon de stalactite de Santa Lucia, les courbes enregistrées au cours d'un premier chauffage de la poudre, d'un deuxième chauffage et d'un troisième chauffage précédé d'un nouveau broyage. Ces courbes ont montré que le broyage active le pic de haute température mais pas le pic de basse température (fig. XIII-5). Un fait analogue avait été observé par E.E. ANGINO (1959).

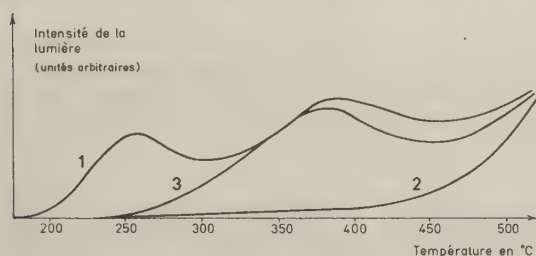


FIGURE XIII-5

Courbes de thermoluminescence d'un échantillon de Stalactite de Santa Lucia.

- 1 — grains de 300 μ
- 2 — deuxième chauffage des mêmes grains
- 3 — troisième chauffage consécutif à un second broyage des mêmes grains

(d'après G. FORNACA-RINALDI et E. TONGIORGI, 1960)

Par ailleurs, G. FORNACA-RINALDI et E. TONGIORGI (1960) ont constaté que le coefficient d'absorption et de dispersion, ainsi que le broyage, ont une influence sur l'intensité du pic 380°C. Pour un même échantillon, en passant des diamètres les plus grands aux diamètres les plus petits, ils ont observé une diminution ou une augmentation de l'intensité de ce pic suivant la dominance du facteur α_r (échantillons de couleur sombre) ou du facteur broyage (échantillons clairs). Un calcul numérique leur a montré que le nombre de pièges excités par le broyage augmente proportionnellement à la surface totale des grains. Ceci peut être une conséquence de la rupture progressive de la périodicité du réseau cristallin dans l'échantillon.

Ces résultats expliquent l'effet de la pression (cf. p. 128), celle-ci pouvant entraîner une fracturation des grains donc une augmentation de leur surface totale.

Il semble que ce rôle prépondérant, joué par l'effet de surface, puisse rendre compte également de l'origine physico-chimique du pic 370°C décrite par E.J. ZELLER, J.L. WRAY et F. DANIELS (1955). Effectivement, dans un monocristal de calcite, l'effet de surface est nul; il n'y a pas de pic C.

Dans un précipité naturel par contre, la juxtaposition de microcristaux donne un effet de surface important et le pic C apparaît.

Les courbes de thermoluminescence que j'ai enregistrées avec le marbre de Guillestre non déformé (fig. XIII-6) montrent une décroissance de l'intensité de ce pic liée à la diminution de la taille des grains. Dans cet échantillon, le facteur « absorption » domine donc le facteur « broyage ».

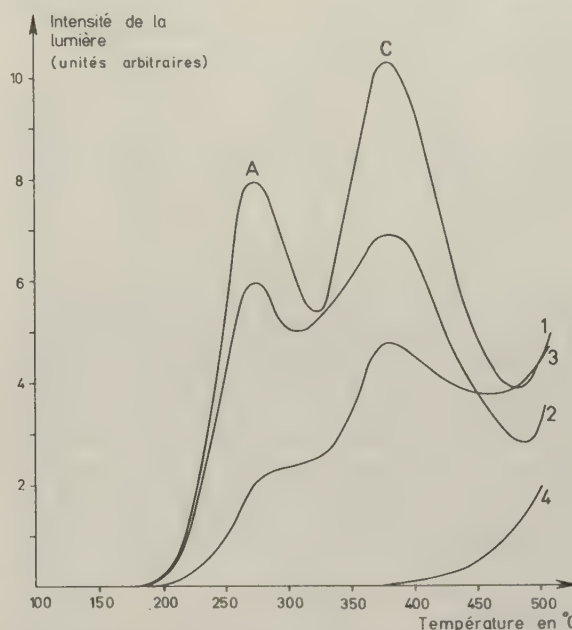


FIGURE XIII-6

Marbre de Guillestre non déformé (2).

Variation de l'intensité des pics A et C des courbes de thermoluminescence en fonction de la taille des grains.

- 1 — 210-250 μ
- 2 — 60-100 μ
- 3 — < 60 μ
- 4 — rayonnement du corps noir

c) Possibilités d'utilisation des pics A et C pour la détermination de l'âge des sédiments calcaires.

Le principe même de l'utilisation des pics de thermoluminescence pour la détermination de l'âge des sédiments admet que la thermoluminescence naturelle d'un échantillon est une véritable mesure cumulative des radiations auxquelles il a été soumis au cours des temps géologiques (cf. p. 122).

Les premiers travaux concernant cette application de la thermoluminescence sont dus à E.J. ZELLER (1952) qui, récemment, a fait, en collaboration avec L.B. RONCA (1962), une mise au point des données actuelles relatives aux deux principales méthodes de datation. La méthode utilisant le pic C

prend pour base l'accumulation progressive des électrons dans les pièges. Elle suppose donc une absence complète de libération des électrons par mouvement thermique. Or, il est certain que des températures bien inférieures à celles des maxima des pics, peuvent permettre la libération des électrons et le problème se posait de savoir dans quelle mesure le pic C était exempt de tout déclin.

Les études de E.J. ZELLER et L.B. RONCA (1962) ont montré que, bien que la présence du pic A rende peu vraisemblable un tel déclin, elle ne peut être utilisée comme preuve que lorsque ce pic a une intensité proche de la saturation.

Dans des échantillons ainsi sélectionnés, la mesure d'âge ne peut être réalisée que si l'on tient compte des pièges qui ont pu être créés au cours de l'irradiation naturelle et si l'on élimine l'effet de broyage.

La deuxième méthode, qui utilise le pic A, suppose qu'un cristal donné possède, dès sa naissance, un certain nombre de pièges mais que sa capacité de piégeage des électrons change au cours de son histoire, de façon proportionnelle au nombre de pièges initial et à la dose de radiation qu'il reçoit. Cette méthode ne fait pas usage de la thermoluminescence naturelle mais d'une thermoluminescence artificielle. Elle n'est donc pas assujettie aux erreurs liées au déclin mais une erreur peut-être plus grande encore peut résulter de l'incertitude relative au nombre initial de pièges.

3) Pic 420°C.

Ce pic a souvent une intensité très faible et, par suite, est fréquemment masqué par le pic C et par l'émission de radiations du corps noir.

Le mécanisme de son apparition n'est pas bien connu (cf. p. 119). Par suite, son application systématique à l'étude des propriétés de la calcite n'est pas encore possible.

4) Conclusions.

Ces différents pics correspondent aux niveaux d'énergie les plus fréquents de la calcite. Nous verrons que, dans certaines circonstances, l'existence d'autres pics peut se manifester (cf. p. 129).

Dans tous les cas, les pics qui apparaissent ne correspondent pas à des niveaux d'énergie bien compartimentés. En effet, il existe une probabilité finie, de vider un niveau d'énergie à une température inférieure à celle du maximum du pic lié à ce niveau. Il en résulte qu'à certaines températures, la lumière enregistrée par le photomultiplicateur peut provenir de niveaux d'énergie correspondant à deux pics voisins.

Quoi qu'il en soit, l'intensité de ces courbes n'est pas le reflet exact des différents niveaux d'énergie puisqu'elle est affectée par le broyage et l'absorption. Par suite, pour connaître la valeur réelle des pics, il y a intérêt à expérimenter avec au moins deux poudres de granulométrie différente d'un même échantillon.

D. — Influence de la pression sur les courbes de thermoluminescence de la calcite

1) Historique.

Les divers travaux, réalisés jusqu'ici, ont mis en évidence trois types de modifications susceptibles d'être apportés par une pression artificielle aux courbes de thermoluminescence des roches calcaires.

a) Augmentation de l'intensité du pic C sous l'influence de pressions relativement faibles.

E. J. ZELLER (1954), ayant soumis des carbonates de calcium chimiques ou naturels à une pression, puis les ayant irradiés, a observé une augmentation de l'intensité du pic C et une décroissance parallèle du pic A (cf. p. 126 et 127).

A. DEBENEDETTI (1958) a travaillé sur un carbonate de calcium d'origine chimique ne présentant aucune thermoluminescence naturelle. Alors qu'un échantillon, irradié aux rayons X donnait un pic à 230 °C, un autre échantillon, comprimé pendant 12 heures à 700 kg/cm², a donné une courbe correspondant apparemment à l'existence de pics à 360 °C et 424 °C. Ceci l'a conduit à penser que les pics de haute température peuvent être activés par des agents énergétiques relativement faibles, tels que des agents mécaniques, alors que les pics de basse température sont susceptibles d'être produits par des agents plus énergétiques tels que les rayons X et les rayons γ .

Le problème des effets de la pression sur la thermoluminescence a été repris par E.E. ANGINO (1959a et b) qui, exerçant une pression sur des échantillons réduits en poudre, a analysé les variations de l'intensité des pics de thermoluminescence en fonction de la taille des grains, de l'intensité ainsi que du temps d'application de la pression et de l'âge des échantillons.

b) Apparition d'un nouveau pic sous l'influence de pressions élevées.

En 1957, J. HANDIN, D.V. HIGGS, D.R. LEWIS et P.K. WEYL ont étudié l'influence de pressions de 2 000 à 2 750 bars, avec une vitesse de déformation

de 1 % par minute, sur les courbes de thermoluminescence de cristaux de calcite et de différents calcaires.

Une première série d'expériences sur des échantillons taillés dans des cristaux de calcite a montré que, lorsqu'un cristal de calcite est comprimé parallèlement à son axe optique, c'est-à-dire dans une direction qui favorise les déformations par glissement à l'intérieur du cristal (cf. p. 24), il apparaît un nouveau pic aux environs de 280 °C, que le cristal ait été ou non irradié artificiellement avant sa déformation. Une extension du cristal, parallèlement à son axe optique, c'est-à-dire dans une direction favorisant le maclage, ne conduit pas à la formation d'un tel pic, mais augmente l'intensité du pic A.

J. HANDIN et ses collaborateurs ont ensuite réalisé des expériences sur du marbre de Yule, avec des cylindres T, de hauteur perpendiculaire à la direction principale des axes optiques et des cylindres I de hauteur parallèle à cette direction.

En prenant, comme terme de comparaison, les résultats obtenus avec un cristal de calcite, on pouvait supposer qu'une compression d'un cylindre T, favorisant le maclage suivant {01.2}, ne donnerait pas naissance au nouveau pic 280 °C. Cependant, un tel pic a été observé après irradiation de l'échantillon. Les études pétrographiques de J. HANDIN et D.T. GRIGGS (1951) ont conduit les auteurs à émettre l'hypothèse que les cristaux sont, pour la plupart maclés après une déformation de 10 % et que, au-delà de ce pourcentage, la déformation se produit par glissement. Cette hypothèse est en accord avec le fait que les contraintes nécessaires au développement des macles peuvent être plus faibles que celles nécessaires au glissement (voir par exemple J. FRIEDEL, 1956, p. 102).

Dans le cas d'un cylindre I, une compression, c'est-à-dire une déformation se produisant principalement par glissement, a entraîné l'apparition du pic 280 °C alors qu'une extension, favorisant le maclage, n'a pas donné lieu à un tel pic.

Des expériences de compression, réalisées par les mêmes auteurs avec un échantillon de roche calcaire appartenant à une formation superficielle, n'ont pas produit de pic à 280 °C. Par contre, les mêmes expériences, faites avec des échantillons prélevés à 11 000 pieds de profondeur, ont donné un pic à 280 °C.

De l'ensemble de ces expériences, il ressort donc qu'une pression de 2 750 bars, appliquée à certains échantillons de roches calcaires, peut provoquer l'apparition d'un pic à 280 °C dans la courbe de thermoluminescence. La présence de ce pic serait liée à des glissements par translation se produisant à l'intérieur des cristaux, au cours de la déforma-

tion. Cependant, l'absence d'un tel pic dans un échantillon de surface montre que, la pression appliquée au laboratoire, n'est pas seule à intervenir dans la genèse de ce pic.

Au point de vue cristallographique, J. HANDIN et ses collaborateurs (1957) expliquent ce pic, comme la coloration bleu outremer (cf. p. 123), par des dislocations qui prendraient naissance au cours des glissements par translation et joueraient le rôle de pièges à électrons.

c) *Augmentation de l'intensité du pic 420 °C en fonction de la distorsion du réseau cristallin.*

N.M. JOHNSON et F. DANIELS (1961) attribuent, nous l'avons vu, la large zone de luminescence, comprise entre 340 et 450 °C, à une déformation du réseau plutôt qu'à des électrons piégés (cf. p. 119).

2) *Modifications apportées aux courbes de thermoluminescence des roches calcaires par une pression orogénique.*

a) *Préparation des échantillons.*

1. — **POUDRES** : Pour les raisons données précédemment (cf. p. 127), les échantillons ont d'abord été broyés à la main dans un mortier d'agate, puis tamisés, la colonne de tamis étant placée dans une machine à secousses pendant environ une demi-heure.

Afin d'évaluer dans quelle mesure la fine poussière susceptible d'entourer les grains pouvait modifier les courbes, certaines poudres ont été lavées puis séchées dans un dessiccateur avant d'être chauffées. L'expérience a montré que ce lavage n'est vraiment utile que lorsque la roche est très friable.

Par ailleurs, en vue d'éliminer la zone perturbée entourant les grains, j'ai attaqué certaines poudres avec une solution à 20 % d'HCl pendant 20 minutes puis les ai rincées et fait sécher dans un dessiccateur. La poudre ainsi obtenue a été à nouveau tamisée et la courbe de la fraction 100-160 μ comparée à celle donnée par une poudre de même granulométrie non attaquée à l'acide : elles présentaient des pics d'intensité voisine. Il ne semble donc pas que les erreurs ainsi introduites dépassent les limites de reproductibilité du phénomène.

Les mesures de thermoluminescence naturelle ont toutes été réalisées avec 300 mgr de poudre et principalement avec les fractions ayant un diamètre moyen voisin de 300 μ .

2. — **PLAQUETTES** : Des plaquettes circulaires d'environ 0,75 mm d'épaisseur et de diamètre lé-

gèrement inférieur à celui de la coupelle du four ont été taillées dans différents échantillons parallèlement ou perpendiculairement au litage. Pour débarrasser leur surface de la couche perturbée par le polissage, je les ai plongées, pendant 4 minutes, dans une solution d'acide chlorhydrique à 1,5 %, lavées à l'eau distillée et séchées sous vide.

b) Thermoluminescence naturelle des roches non déformées et déformées.

Un exemple typique de courbe de thermoluminescence de calcaire non déformé est donné par la craie du Bassin de Paris (61) (fig. XIII-3).

Pour connaître l'influence d'une pression orogénique sur une telle courbe, j'ai comparé les courbes données par divers échantillons d'un même sédiment ayant subi des degrés de déformation différents.

Cette étude a été effectuée successivement sur des poudres et sur des plaquettes.

1. — **POUDRES** : Des observations, faites sur plusieurs séries d'échantillons, m'ont amenée à distinguer deux types d'évolution des courbes de thermoluminescence.

a) Type de la série d'Allos

Nous avons vu (cf. p. 58) que, dans le ravin de Méouilles, proche du lac d'Allos, se trouvent juxtaposés un calcaire sénonien autochtone et un calcaire sénonien appartenant à une nappe de charriage.

Un échantillon, prélevé dans la masse de l'autochtone (30) a donné une courbe de thermoluminescence comparable à celle de la craie (fig. XIII-7). Celui récolté dans l'autochtone, au contact de la nappe (31), c'est-à-dire ayant supporté directement la charge de la nappe, a montré, par rapport à la précédente, une diminution de l'intensité du pic C. Dans l'échantillon prélevé dans la nappe (27) et ayant manifestement subi un véritable laminage conduisant à une texture cataclastique, j'ai observé une disparition presque complète du pic C. Par contre, dans les trois échantillons, l'intensité du pic A est restée à peu près constante, détail qui laisse penser que l'irradiation et le déclin subis par les trois échantillons ont été sensiblement les mêmes.

Une diminution analogue de l'intensité du pic C a été enregistrée avec un échantillon provenant de la nappe et appartenant à une zone moins perturbée (28). De même, avec un calcaire en plaquettes de la vallée du Guil, présentant un début d'écrasement (23), un marbre de Guillore appartenant à la nappe de l'Ubaye (14), l'échantillon de Lochseitenkalk (43) de texture cataclastique. Il semble

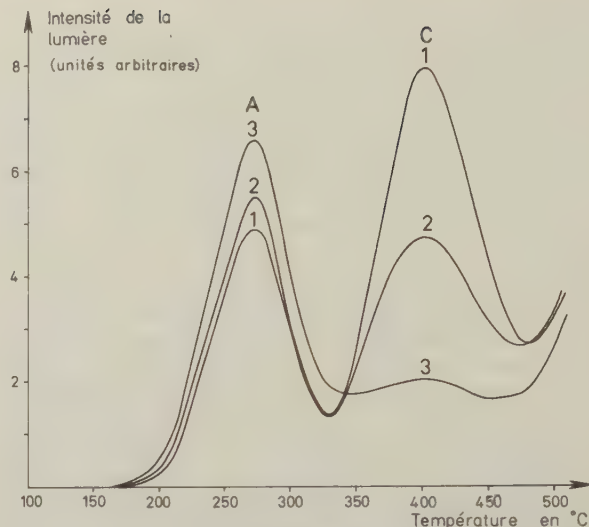


FIGURE XIII-7

Lac d'Allos.

Comparaison des courbes de thermoluminescence données par 300 mgr de grains de 250-315 μ .

- 1 — Sénonien autochtone non déformé (30)
- 2 — Sénonien autochtone au contact de la nappe (31)
- 3 — Sénonien à structure cataclastique de la nappe (27)

donc qu'une diminution de l'intensité du pic C soit liée aux dislocations macroscopiques se produisant dans les roches, en particulier au cours du déplacement des nappes, sous l'influence de forces incapables de provoquer une déformation plastique de la roche.

b) Type de la série du marbre de Guillore

La série du marbre de Guillore, dont le degré d'anisotropie cristalline, lié aux pressions subies, est connu par les spectres de réflexion des rayons infrarouges (cf. p. 97), par la méthode dilatométrique (cf. p. 102) et par l'analyse aux rayons X (cf. p. 115), fournit un bon exemple de l'influence d'une déformation plastique d'origine tectonique sur la forme des courbes de thermoluminescence.

Elle a permis, en effet, d'observer, dans ceux des échantillons présentant une forte anisotropie, la présence d'un pic vers 330 °C qui, compte tenu de la différence de technique de chauffage et des divers moyens de lecture de la température, se situe à la même température (280 °C environ) que celui signalé par J. HANDIN et ses collaborateurs (1957) opérant sur des éprouvettes de calcaires déformés artificiellement.

Parmi les douze échantillons de cette série, trois types de courbes ont été observés (M. d'ALBISSIN, G. FORNACA-RINALDI et E. TONGIORGI, 1962).

1. Avec un échantillon de marbre de Guillore non déformé, provenant de la carrière de Guillore (2) et constitué par une mosaïque régulière de

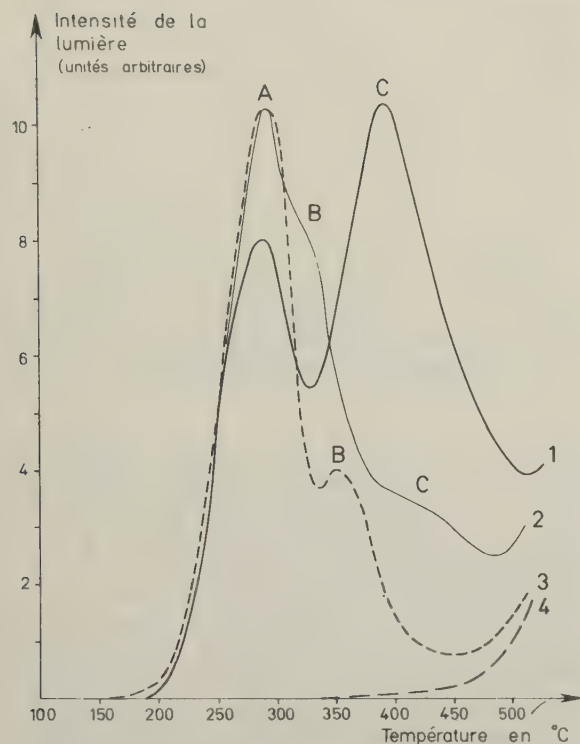


FIGURE XIII-8

Marbre de Guillore.

 Courbes de thermoluminescence de 300 mgr de grains de 200-250 μ .

- 1 — Marbre de Guillore non déformé (2)
- 2 — Marbre de Guillore laminé (3)
- 3 — Marbre de Guillore de la zone d'Acceglio (13)
- 4 — Rayonnement du corps noir.

microcristaux, nous avons enregistré une courbe à deux pics, analogue à celle de la craie (fig. XIII-8).

2. Une courbe différente a été obtenue avec du marbre de Guillore laminé, prélevé dans la vallée du Guil, près du Torrent de Garnier (3). Ce type d'échantillon a donné des courbes de thermoluminescence à trois pics, le pic B n'étant qu'ébauché et l'intensité du pic C étant réduite.

3. Des échantillons de marbre de Guillore métamorphisé, à la fois recristallisé et laminé (11 à 13) ont donné des courbes présentant un pic B bien individualisé et une thermoluminescence à peu près nulle dans le domaine de température correspondant au pic C.

D'après les différentes observations réalisées, le pic B ne paraît pas influencé par le broyage. Dans un échantillon tel que celui d'Acceglio (13) par exemple, l'intensité du pic B reste pratiquement constante lorsque l'on fait varier la taille des grains et un deuxième broyage, effectué après chauffage de l'échantillon, ne fait pas réapparaître ce pic (fig. XIII-9).

L'hypothèse de J. HANDIN et ses collaborateurs (1957) selon laquelle l'apparition du pic B serait attribuable aux dislocations, nées au cours de glissements sur les plans réticulaires, s'accorde avec le style de déformation du marbre de Guillore dont très peu de cristaux sont maclés et dont l'importante anisotropie optique peut être attribuée, en partie, à de tels glissements.

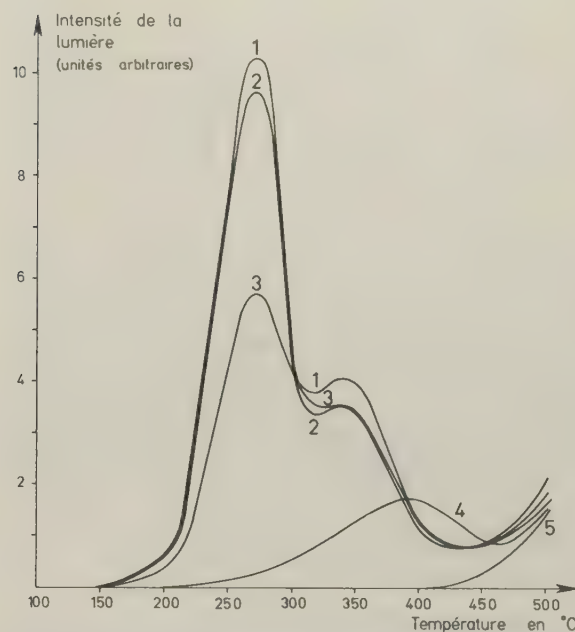


FIGURE XIII-9

Marbre de Guillore de la zone d'Acceglio (13).

Variation de l'intensité des pics A et B des courbes de thermoluminescence en fonction de la taille des grains.

- 1 — 250-500 μ
- 2 — 60-100 μ
- 3 — < 60 μ
- 4 — chauffage consécutif à un deuxième broyage des mêmes grains
- 5 — rayonnement du corps noir.

c) Conclusion

De cette étude, il ressort donc, d'une part que l'application à des roches calcaires de hautes pressions non hydrostatiques produit une diminution progressive du pic C, d'autre part qu'une déformation plastique peut provoquer l'apparition d'un pic aux environs de 330 °C.

Il est possible que l'absence du pic B dans les expériences de J. HANDIN et ses collaborateurs (1957), réalisées sur un échantillon appartenant à une formation superficielle, puisse être expliquée par un manque de compacité de ce sédiment. La pression fournie aurait alors provoqué sa compaction sans entraîner sa déformation intime (cf. p. 46). Il est à noter que, dans l'échantillon de Gar-

nier où le pic C subsiste en partie, le pic B est peu marqué alors que, dans les échantillons tels qu'Acceglio où le pic C a disparu, le pic B est très marqué.

2. — **PLAQUETTES** : Dans cinq échantillons différemment déformés de marbre de Guillore, des plaquettes ont été taillées, parallèlement et perpendiculairement à la stratification. Les courbes de thermoluminescence enregistrées avec ces plaquettes n'ont permis d'observer, dans la position ou l'intensité des pics, aucune modification susceptible d'être reliée à une orientation préférentielle des cristaux. Ces courbes, compte-tenu de la différence de poids, sont comparables à celles enregistrées avec le même échantillon réduit en poudre.

Les plaquettes, lorsqu'elles sont décapées à l'acide, présentent, sur les poudres, l'avantage de supprimer l'effet du broyage. Néanmoins, dans le cas d'échantillons de composition hétérogène tels que le marbre de Guillore, les plaquettes représentent plus ou moins bien, suivant leur orientation, la composition lithologique moyenne de la roche. Il peut en résulter, d'une plaquette à l'autre, des variations dans la proportion d'impuretés, qui sont susceptibles d'influencer la forme des courbes de thermoluminescence.

c) Thermoluminescence, déformation et recristallisation

Les relations de la thermoluminescence avec les phénomènes de déformation et de recristallisation varient, suivant le moment où s'est produite la recristallisation par rapport à la déformation. Elles varient également, suivant l'intensité de la recristallisation et en fonction de l'intervention ou de la non intervention du métamorphisme.

1. — ÉCHANTILLONS AYANT RECRISTALLISÉ INDÉPENDAMMENT DU MÉTAMORPHISME

Un exemple typique d'échantillon, ayant recristallisé en dehors des zones affectées par le métamorphisme, est donné par le marbre de Guillore prélevé à la Lauze (5), (6). Les résultats dilatométriques (cf. p. 102) montrent que cet échantillon a une faible anisotropie cristalline.

La courbe de thermoluminescence présente deux pics, le pic A ayant une intensité beaucoup plus faible que dans les autres échantillons de marbre de Guillore (fig. XIII-10). Cette faible intensité peut s'expliquer en partie par la notion de déclin qui sera développée plus loin (cf. p. 136). Cependant, les expériences d'irradiation artificielle (cf. p. 134) montrent que le déclin ne suffit pas à en rendre compte. Par contre, la recristallisation paraît pouvoir l'expliquer. En effet, nous avons vu que l'intensité du pic A est fonction du nombre

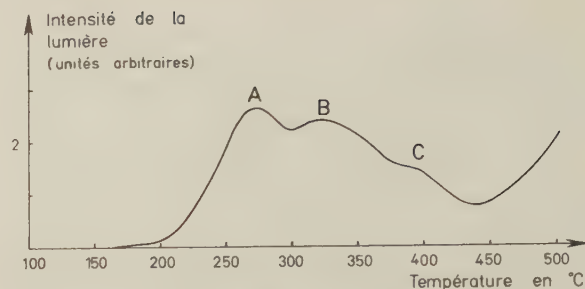


FIGURE XIII-10

Courbe de thermoluminescence du Marbre de Guillore de La Lauze (5).

300 mgr de grains de 250-300 μ .

d'électrons emmagasinés dans les pièges, donc est influencée, en partie, par la densité des défauts du réseau. La recristallisation donnant naissance à des cristaux plus purs et plus parfaits que ceux du sédiment originel supprime certains de ces défauts et diminue donc les possibilités de piègeage.

D'autre part, la charge des pièges est proportionnelle au temps d'irradiation (cf. p. 127). Les cristaux secondaires de La Lauze ne présentant pas d'extinction roulante, doivent être postérieurs à la déformation et donc assez récents et ceci peut expliquer la faible intensité du pic A qui doit être principalement alimenté par les pièges des cristaux primitifs qui subsistent.

2. — RECRISTALLISATION LIÉE AU MÉTAMORPHISME ET DÉFORMATION

La recristallisation, liée au métamorphisme, pose un problème particulier en ce sens qu'elle s'effectue, souvent, en présence de minéralisateurs et qu'elle tend à restituer aux cristaux leurs caractéristiques d'état de surface initiales.

Parmi les échantillons métamorphiques que j'ai étudiés, j'ai observé trois types de courbes.

a) **Type Acceglio.** — Les échantillons de marbre de Guillore prélevés dans la zone d'Acceglio (11-12-13) sont constitués par des cristaux issus d'une recristallisation, qui présentent tous une extinction roulante et une assez forte orientation préférentielle. Leur courbe de thermoluminescence présente un pic B (fig. XIII-9) indiquant une déformation postérieure à la recristallisation. Une étude comparée de tous les échantillons comportant le pic B a montré qu'une séparation très nette des maxima des pics A et B (270 °C et 330-350 °C) caractérisait les échantillons ayant subi une recristallisation antérieurement à la déformation. Les analyses spectrographiques ont montré que les oligo-éléments entrant dans la composition d'un échantillon provenant de la zone d'Acceglio sont les mêmes que ceux du marbre de Guillore non déformé et que leurs doses sont analogues.

Compte-tenu du déclin (cf. p. 128) et de la courbe exprimant l'intensité des pics en fonction du temps d'irradiation (fig. XIII-15), l'intensité relative du pic A est plus grande dans les échantillons d'Acceglio que dans ceux de La Lauze et confirme donc que l'on a affaire à une recristallisation plus ancienne.

b) **Type Bramousse.** — L'échantillon de marbre de Guillore, prélevé au pont de Bramousse (7), ne présente aucune trace de litage. Ses cristaux ont une extinction roulante et une orientation préférentielle marquée (cf. p. 102), mais sa courbe de thermoluminescence présente principalement le pic A, le pic B n'étant qu'ébauché (fig. XIII-11).

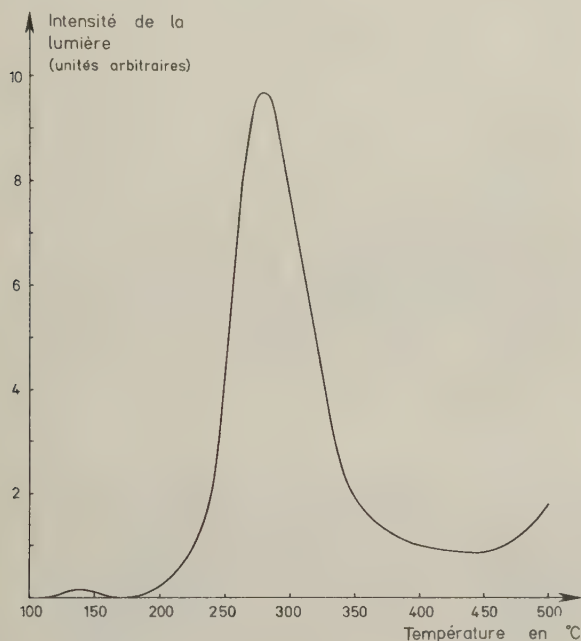


FIGURE XIII-11

Courbe de thermoluminescence du Marbre de Guillore du Pont de Bramousse (7).

300 mgr de grains de 250-315 μ .

D'après les données de l'analyse spectrographique (cf. p. 31) cet échantillon contient les mêmes oligo-éléments que le marbre de Guillore non déformé mais avec des doses bien supérieures. Il contient, en outre, des oligo-éléments qui ne sont pas représentés dans les autres échantillons de marbre de Guillore et ceci paraît impliquer l'intervention de minéralisateurs.

Cette forte proportion d'impuretés est peut-être à l'origine du faible développement du pic B dans cet échantillon puissamment déformé, mais ceci demande à être vérifié.

c) **Les Marbres.** — D'une façon générale, les marbres sont caractérisés par une courbe de ther-

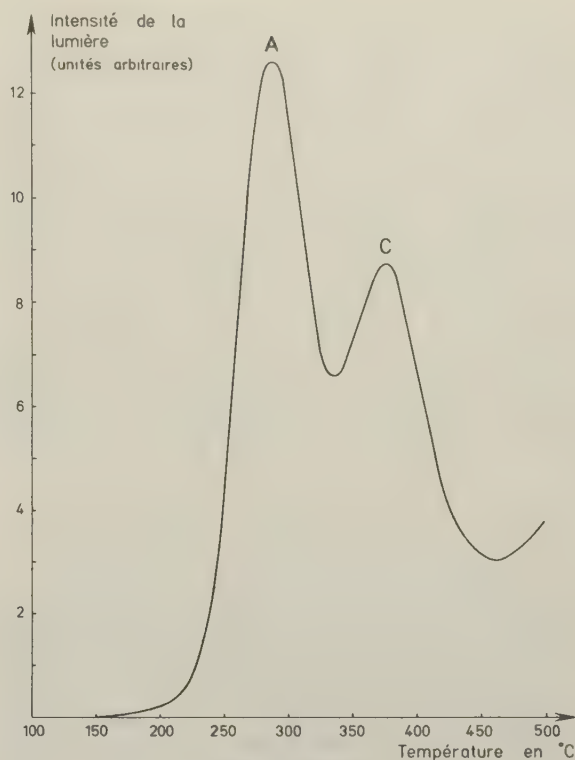


FIGURE XIII-12

Courbe de thermoluminescence du Marbre de Saint-Béat (54).

300 mgr de grains de 210-250 μ .

oluminescence à deux pics, le pic A et le pic C, qui est très voisine de celle enregistrée avec une roche calcaire non déformée.

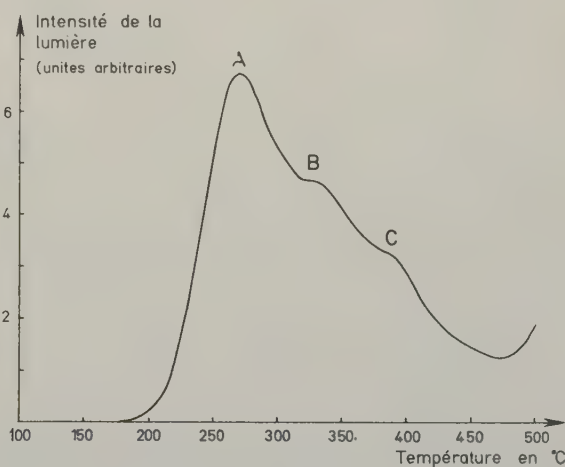


FIGURE XIII-13

Courbe de thermoluminescence de Marmo del Corchia (47).

300 mgr de grains de 300 μ .

L'intensité du pic A est, souvent, d'autant plus faible que le marbre a subi un métamorphisme plus intense. Ce fait, ainsi que la présence du pic C dans des marbres ayant subi des actions dynamiques intenses, s'explique par la recristallisation qui régénère les cristaux et leur restitue un état de surface comparable à celui des cristaux n'ayant subi aucune déformation plastique. Tel est le cas des courbes enregistrées par exemple avec le marbre de Saint-Béat (54) (fig. XIII-12).

Ce retour à la forme primitive des courbes de thermoluminescence n'empêche pas qu'une déformation postérieure à la recristallisation, entraîne la diminution du pic C et l'apparition du pic B. Tel est le cas de certains marbres de Carrare (Marmo del Corchia) (47) (fig. XIII-13).

d) Données de l'irradiation artificielle

1. — TECHNIQUE DE L'IRRADIATION ARTIFICIELLE

Dès les premières applications de la thermoluminescence à la Géologie, on a pensé pouvoir utiliser l'irradiation artificielle comme moyen d'analyse du mécanisme intime de la thermoluminescence et il est apparu que la technique la plus simple, consistait à débarrasser l'échantillon de sa thermoluminescence naturelle par chauffage avant de l'irradier.

Au cours des recherches que j'ai effectuées, j'ai appliqué cette méthode et soumis les échantillons à un double chauffage avant de les exposer à un rayonnement ultra-violet ou β .

a) **Ultra-violet** : La poudre a été placée dans une coupelle, à environ 2 cm sous une lampe de Wood.

b) **Rayons β** : Le dispositif utilisé au laboratoire de Pise est conçu de façon à pouvoir irradier simultanément quatre échantillons en leur faisant recevoir des doses de radiation équivalentes. Il comprend : une platine, animée par un moteur d'un lent mouvement de rotation et percée de quatre orifices destinés à recevoir des godets en téflon. Ces godets, ayant 12 mm de diamètre intérieur, les irradiations ont été faites avec 100 mgr de poudre afin que tous les grains de chaque godet reçoivent approximativement la même dose de rayons β . La platine tournante est placée sous une source de strontium activé.

2. — CARACTÈRES DES COURBES D'IRRADIATION ARTIFICIELLE.

Des irradiations, effectuées pendant des temps différents, sur des poids égaux de poudres de divers échantillons, ont permis d'étudier l'influence du temps d'irradiation sur l'intensité des pics et la sensibilité aux radiations de chacun des pics. Elles ont montré, par ailleurs, dans quelle mesure les

courbes d'irradiation artificielle peuvent expliquer les courbes d'irradiation naturelle.

a) Variation de l'intensité des pics en fonction du temps d'irradiation.

Deux types d'expériences ont été réalisés pour connaître la variation d'intensité des pics de thermoluminescence en fonction du temps d'irradiation.

1. Expériences d'irradiation de durées croissantes effectuées sur des fractions différentes de poudre d'un même échantillon.

Les séries d'expériences réalisées ont montré que l'intensité des pics de thermoluminescence ne varie pas de façon linéaire en fonction du temps d'irradiation. Cette variation a été particulièrement bien observée avec un échantillon de calcaire de Moriglion di Penna (49) soumis à un rayonnement ultra-violet.

Des fractions de 100 mgr de poudre, d'un diamètre inférieur à 100 μ , ont été débarrassées de leur thermoluminescence naturelle par chauffage puis irradiées pendant des temps croissants et chauffées après un quart d'heure d'attente.

La courbe (fig. XIII-14), exprimant la variation de l'intensité des pics en fonction du temps d'irra-

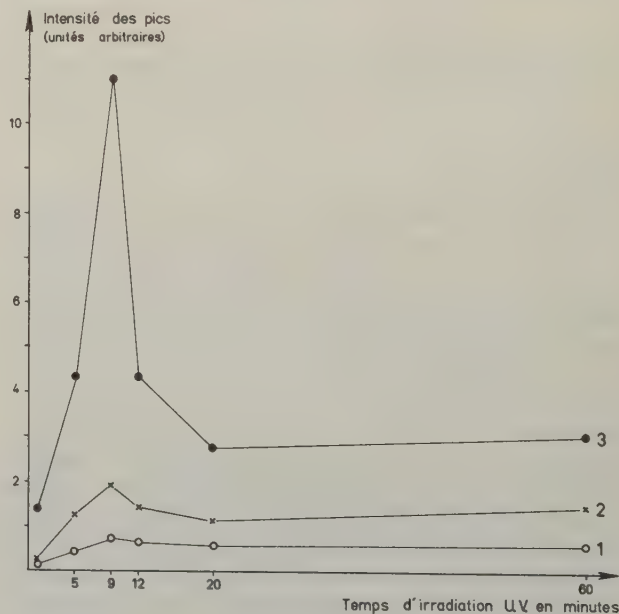


FIGURE XIII-14

Moriglion di Penna (49).
Variation de l'intensité des pics de thermoluminescence de 100 mgr de poudre, de diamètre inférieur à 100 μ , en fonction du temps d'irradiation U.V.

- 1 — pic 140 °C
- 2 — pic A
- 3 — pic C

diation, montre que l'intensité des pics croît d'abord régulièrement, en fonction du temps d'irradiation (a), puis décroît (b) et croît à nouveau (c), mais avec une pente moindre que dans la première partie de la courbe.

Un phénomène analogue a été observé, pour le pic C, avec la calcite de San Carlo (50), la calcite précipitée au laboratoire de Pise (62) et le calcaire de la Citadelle de Besançon (55-56) exposés à un rayonnement β .

Mais avec tous les autres échantillons étudiés, l'intensité de la thermoluminescence, pour une courte irradiation, est très faible et, pour une irradiation prolongée, donne des courbes croissantes du type de celles enregistrées avec la série du marbre de Guillore (fig. XIII-15).

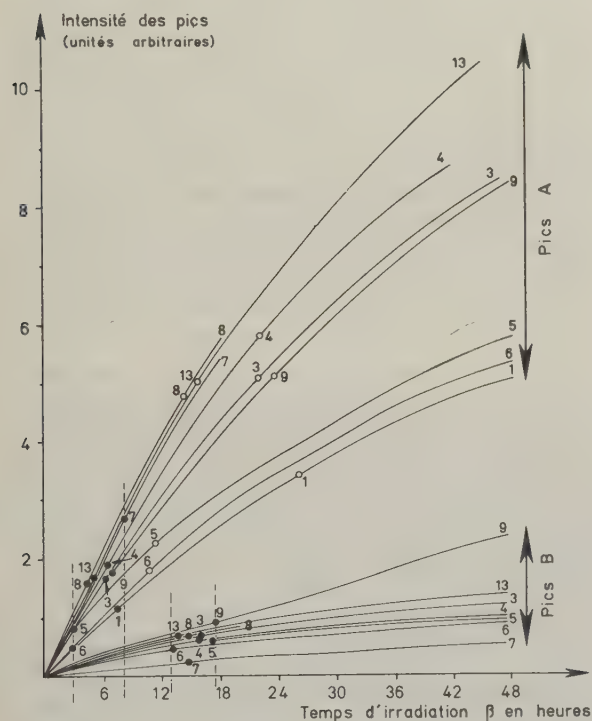


FIGURE XIII-15
Marbre de Guillore.

Variation de l'intensité des pics de thermoluminescence A et B, en fonction du temps d'irradiation β , de 100 mgr de poudre d'environ 300 μ de diamètre.

- (13) = Acceglio
- (7) = Bramousse
- (3) (4) = Garnier
- (9) = Infernet
- (5) (6) = La Lauze
- (8) = Rasis
- (1) = Saint-Crépin

- Intensité des pics A et B de thermoluminescence naturelle
- Intensité du pic de thermoluminescence A compte tenu du déclin.

Il est possible que l'on se trouve en présence de deux types distincts de réponse de la calcite à une irradiation artificielle. Il semble, cependant, plus probable que l'on ait affaire à des échantillons dont la sensibilité aux radiations diffère. Avec les échantillons très sensibles aux courtes irradiations comme le calcaire de Moriglion di Penna (49), on peut observer les trois parties de la courbe tandis qu'avec les échantillons moins sensibles, on enregistre seulement la troisième partie de la courbe (c), les points représentatifs des deux premières parties se trouvant presque superposées à l'origine des temps. Par suite, il n'est pas exclu qu'en augmentant la sensibilité du photomultiplicateur, on puisse enregistrer, avec tous les calcaires, les deux premières parties de la courbe.

2. Expériences de fractionnement du temps d'irradiation.

Il résulte de la courbe de la fig. XIII-14 que, à un temps d'irradiation donné, correspond une intensité des pics donnée. Nous avons été amenés à nous demander dans quelle mesure cette intensité demeurerait constante, que l'irradiation soit faite de façon continue ou de façon discontinue.

Quatre fractions de 100 mgr de poudre, de diamètre inférieur à 100 μ , ont été chauffées une première fois pour être débarrassées de leur thermoluminescence naturelle, puis soumises à un rayonnement ultra-violet de la manière suivante :

	I	A	I	A	I	A	
1 ^{re} fraction..	2'	1 h	2'	1 h	2'	1/4 h	C
2 ^e fraction..	6'					1/4 h	C
3 ^e fraction..	5'	1 h	5'	1 h	5'	1/4 h	C
4 ^e fraction..	15'					1/4 h	C
I = irradiation; A = attente; C = chauffage							

Les courbes que j'ai enregistrées, en chauffant les poudres ainsi préparées, ont donné des intensités à peu près équivalentes pour les échantillons ayant reçu au total la même dose d'irradiation. Ce résultat met en évidence la propriété qu'ont les roches calcaires de donner une mesure cumulative des radiations auxquelles elles ont été soumises (cf. p. 127). Il montre, également, que la lampe à ultra-violet utilisée ne provoque pas un échauffement de l'échantillon, proportionnel au temps d'irradiation, qui soit susceptible de produire une décharge des pièges.

b) Sensibilité relative des différents pics à l'irradiation artificielle.

Les diverses courbes de thermoluminescence enregistrées ainsi que les fig. XIII-14 et 15 montrent

que les pics de thermoluminescence diffèrent par leur sensibilité aux radiations.

Dans ce domaine, chacun de ces pics peut être caractérisé comme suit :

1. *Pics de basse température.*

Les pics de basse température sont très sensibles à l'irradiation β . Mais ils n'apparaissent pas tous toujours dans tous les calcaires et n'ont pas tous la même fréquence. Le pic 70°C est le plus rarement représenté. Vient ensuite le pic 190°C puis le pic 140°C qui est le pic le plus souvent observé.

L'intensité de ces pics de basse température décroît rapidement dès que l'échantillon est soustrait à l'action du rayonnement. Pour cette raison, au cours des différentes recherches que j'ai effectuées, les échantillons n'ont jamais été chauffés immédiatement après leur irradiation, afin de permettre le déclin des pics de basse température et de diminuer, ainsi, les modifications qu'ils sont susceptibles d'apporter à la température du pic A. Pour une même étude, j'ai toujours attendu le même nombre d'heures avant de chauffer chaque échantillon, afin que l'influence du facteur temps sur le déclin soit la même.

2. *Pic 270°C (pic A).*

La fig. XIII-15 montre que le pic A se charge assez rapidement mais avec une vitesse qui décroît, au fur et à mesure qu'augmente le temps d'irradiation.

Elle montre également que, pour les divers échantillons de marbre de Guillore, la pente des courbes n'est pas la même : la plus faible pente correspond à l'échantillon de marbre de Guillore non déformé provenant de la carrière de St-Crépin (1). Viennent ensuite les deux échantillons de La Lauze (5) et (6) qui sont peu déformés et en partie recristallisés. Puis les trois échantillons de marbre de Guillore laminé provenant du voisinage du torrent de Garnier (3) et (4) et du Fort de l'Infernet (9). Enfin, les échantillons d'Acceglio (13) et Rasis (8) qui ont recristallisé au cours du métamorphisme.

Aucun de ces échantillons n'est saturé par une irradiation de quarante-huit heures alors que, pour d'autres échantillons tels que la calcite de San Carlo (50), la saturation a été observée pour une irradiation d'une vingtaine d'heures.

3. *Pic 330°C (pic B).*

L'intensité et la vitesse de saturation du pic B sont toujours inférieures à celles du pic A (fig. XIII-15). Pour la série du marbre de Guillore, les diverses courbes ont sensiblement la même pente c'est-à-dire correspondent à des nombres de pièges équivalents.

4. *Pic 380°C (pic C).*

Les courbes établissant l'intensité de ce pic en fonction du temps d'irradiation montrent que son intensité maxima est atteinte plus rapidement que ne l'est celle du pic A.

c) *Différences existant entre les courbes de thermoluminescence artificielle et naturelle.*

Une comparaison des courbes de thermoluminescence artificielle et naturelle a permis de mettre en évidence les différences suivantes :

1° L'intensité du pic A est, relativement à l'intensité du pic B, bien supérieure dans les courbes d'irradiation artificielle que dans les courbes naturelles.

2° Dans les courbes d'irradiation artificielle, la température du maximum du pic 270°C est inférieure de 10 à 20°C à celle de la courbe naturelle. L'irradiation artificielle remplissant les pièges des pics 170°C et 120°C il est possible que la présence de ces pics déplace, vers les basses températures, la température du maximum du pic 270°C.

3° La température du maximum du pic B est plus élevée de 10 à 20°C dans la courbe de thermoluminescence artificielle que dans la courbe naturelle. Ceci peut s'expliquer par le fait que, dans la première, l'intensité du pic A est supérieure à ce qu'elle est dans la deuxième.

4° Dans le cas des échantillons de marbre de Guillore provenant de Bramousse (7) et de l'Infernet (10), une irradiation artificielle prolongée a fait apparaître un pic B à peu près invisible dans les courbes naturelles. Par contre, avec l'échantillon de calcite de San Carlo (50), qui n'a pas subi de déformation, une irradiation prolongée a confirmé l'absence d'un tel pic.

3. — LE PROBLÈME DU DÉCLIN.

a) *Données de l'observation.*

Nous venons de voir que la comparaison des intensités relatives des pics A et B, dans les courbes de thermoluminescence naturelles et artificielles d'un même échantillon, montre, généralement, une diminution de l'intensité du pic A de la courbe naturelle par rapport à celle de la courbe artificielle. Il semble que la notion de déclin, analysée par E. J. ZELLER et L. B. RONCA (1962), puisse contribuer à rendre compte de cette différence.

En effet, il est certain que les échantillons ont subi, au cours des temps géologiques, des mouvements thermiques qui ont modifié l'intensité des pics de thermoluminescence. Ainsi peut s'expliquer la disparition, dans la plupart des échantillons, des

pics de basse température, et il paraît logique que la différence d'intensité des pics A naturel et artificiel puisse être également expliquée par ces mouvements thermiques.

Un argument en faveur de cette hypothèse est apporté par un échantillon de calcaire en plaquettes de la zone du Roure (26), qui conserve un pic 180°C assez intense et qui a donc dû subir un effet thermique relativement faible. En effet, dans cet échantillon, le rapport des intensités des pics A et B est égal dans la courbe naturelle et dans la courbe artificielle.

b) Essai d'évaluation du déclin.

Ainsi, il semble possible d'envisager un essai de reconstitution du déclin, en prenant pour base l'intensité du pic B naturelle et en évaluant, d'après les courbes d'irradiation artificielle, l'intensité correspondante du pic A. Ceci ne peut être tenté que dans la mesure où l'on admet que le pic B n'a pas subi lui-même de déclin. Mais, étant donné que le pic A a toujours une beaucoup plus grande intensité que le pic B et que ce dernier est rapidement saturé, la courbe de la fig. XIII-15 montre que, si le pic A a pu perdre beaucoup de son intensité au cours des temps géologiques, le pic B a dû perdre bien moins. Il semble donc que son déclin puisse être, en première approximation, négligé.

Il est, de façon générale admis, dans les travaux mettant en jeu une irradiation artificielle, que des intensités de thermoluminescence égales correspondent, pour une énergie donnée, à des doses d'irradiation égales.

Un essai d'évaluation du déclin d'un pic conduit à calculer, à partir des courbes d'irradiation artificielle, le temps d'irradiation subi par l'échantillon naturel. Ce temps est exprimé en heures. Il est bien entendu, cependant, que les heures d'irradiation naturelle ne correspondent pas aux heures d'irradiation artificielle.

En prenant pour base ces différentes hypothèses, j'ai porté sur les courbes représentatives de l'intensité des pics A et B en fonction du temps d'irradiation, les valeurs des intensités des pics des courbes de thermoluminescence naturelle. Pour les pics A, les points occupent une zone correspondant à 3 à 7 h d'irradiation artificielle.

Pour les pics B, les points ainsi portés se trouvent rassemblés dans un domaine correspondant à 13 à 15 h d'irradiation artificielle.

Le temps d'irradiation du pic B est donc environ le triple de celui du pic A.

Or, le pic A, dont l'intensité est proportionnelle à l'âge du sédiment, devrait, logiquement, avoir

subi une dose d'irradiation supérieure à celle du pic B.

Cette anomalie peut être expliquée par le déclin du pic A. Si nous prenons, comme base, le temps d'irradiation du pic B il est permis de penser que le pic A a subi au moins la même dose d'irradiation que ce pic, c'est-à-dire qu'il a pu avoir une intensité triple de celle qu'il a actuellement. En tenant compte du nombre de pièges propre à chaque échantillon, nous pouvons ainsi placer, sur les courbes, l'intensité probable correspondante des pics A.

Les divers points ainsi obtenus se situent différemment par rapport au temps d'irradiation naturelle du pic B.

— Les trois échantillons de marbre de Guillestre laminé (3) (4) (9) qui sont formés principalement de l'agrégat cryptocristallin originel, occupent des places correspondant à un temps d'irradiation supérieur à la déformation.

— Acceglio (13) et Rasis (8), qui ont recristallisé avant la déformation, occupent à peu près la même zone de temps d'irradiation que le pic B naturel.

— Les deux échantillons prélevés à La Lauze (5) - (6), dont beaucoup de cristaux paraissent postérieurs à la déformation, se placent dans un domaine d'irradiation inférieur à celui des pics B.

La position relative de ces différents points paraît très logique; mais cette reconstitution n'est donnée qu'à titre d'hypothèse de travail. De nouvelles mesures devront être faites, avec d'autres séries d'échantillons, afin de vérifier la reproductibilité du phénomène.

Quoi qu'il en soit, et en admettant que cette reconstitution soit valable, elle ne peut l'être qu'à un certain nombre de facteurs près :

1° La reconstitution a pour base le temps d'irradiation correspondant à la déformation, c'est-à-dire qu'elle indique une limite inférieure pour le temps d'irradiation. Le sédiment existant forcément avant la déformation, a dû subir une dose d'irradiation supérieure à celle de 24 h, indiquée par la reconstitution.

2° Les courbes d'irradiation artificielle sont faites avec 100 mgr de poudre, alors que les courbes d'irradiation naturelle le sont avec 300 mgr. Des poids égaux amèneraient un décalage dans la reconstitution, mais pas de changement fondamental.

3° L'irradiation artificielle s'effectue sur des échantillons préalablement chauffés, c'est-à-dire sur des échantillons dont les propriétés peuvent différer de celles de l'échantillon naturel. Ce problème, qui fera l'objet du paragraphe suivant, met en jeu la valeur même des expériences d'irradiation artificielle.

4. — INFLUENCE DU CHAUFFAGE DE L'ÉCHANTILLON, PRÉALABLE A L'IRRADIATION ARTIFICIELLE, SUR LA COURBE DE THERMOLUMINESCENCE.

Nous avons vu qu'une élévation de température a pour effet une diminution du nombre des dislocations (cf. p. 42), et une dilatation des cristaux entraînant un réajustement des grains les uns par rapport aux autres (cf. p. 99).

La question se posait donc de savoir dans quelle mesure, la capacité qu'a un échantillon de piéger les électrons, peut être affectée par le traitement thermique préalable à l'irradiation artificielle.

Différentes séries d'expériences ont été faites en vue d'apporter une réponse à cette question et les faits suivants ont été observés :

a) G. FORNACA-RINALDI (à paraître) a placé, pendant des temps croissants, différents échantillons dans un four à 520°C. Ces échantillons ont donc été amenés à subir des modifications analogues à celles que j'ai enregistrées au cours des expériences dilatométriques (cf. p. 103). L'irradiation artificielle a montré que, suivant la nature de l'échantillon, ce traitement thermique a pour effet une augmentation ou une diminution de l'intensité de la thermoluminescence proportionnelle au temps de chauffe. Ainsi, avec la calcite de Santa Lucia, on observe une augmentation d'intensité des pics et, avec la craie du Bassin de Paris (61), une diminution. Cet effet est plus intense dans l'échantillon réduit en poudre que dans l'échantillon massif.

b) Une deuxième série d'expériences, effectuée par G. FORNACA-RINALDI sur les mêmes échantillons, a montré que, lorsque l'on attend un certain nombre d'heures entre les expériences de chauffage précédemment décrites et l'irradiation, on enregistre, avec les échantillons dont l'intensité de thermoluminescence augmentait, une augmentation moindre et avec les échantillons dont l'intensité de thermoluminescence diminuait, une intensité à peu près constante.

c) Ces observations ayant été faites pour des durées de chauffe assez longues, j'ai effectué, avec le four de l'appareil de thermoluminescence, des chauffages et irradiations successifs de 100 mgr de poudre, de diamètre inférieur à 100 μ , d'un échantillon de calcaire de Moriglion di Penna (49).

La fig. XIII-16 exprime la variation d'intensité des trois pics au cours des chauffages successifs, pour une irradiation par ultra-violet de 9 minutes. Le tableau XIII-2 indique les temps d'attente entre les chauffages et irradiations consécutifs.

La courbe montre que, au cours de trois chauffages successifs, l'intensité des pics décroît légèrement.

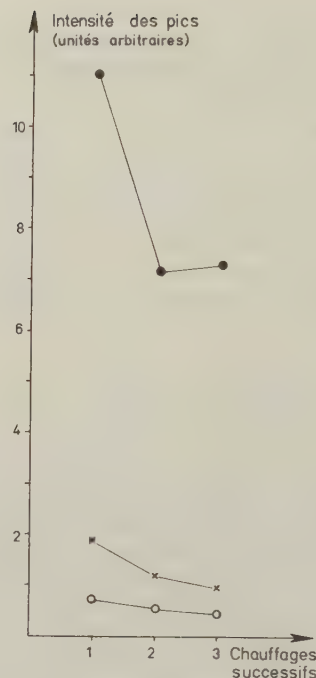


FIGURE XIII-16

Moriglion di Penna (49).

Variation de l'intensité des pics de thermoluminescence de 100 mgr de poudre, de diamètre inférieur à 100 μ , irradiés 9 minutes à l'U.V., en fonction du nombre de chauffages successifs.

1 — pic 140 °C
2 — pic A
3 — pic C

Un phénomène analogue a été observé au laboratoire de Pise sur la fluorine (G. FORNACA-RINALDI, communication orale). Une extrapolation permet d'imaginer la position de départ de cette courbe c'est-à-dire l'intensité des pics telle qu'elle serait sans l'intervention du chauffage.

Dans le cas présent, les deux premiers chauffages, comparables à ceux utilisés pour débarrasser les échantillons de marbre de Guillore de leur thermoluminescence naturelle, semblent donc n'avoir produit qu'une diminution d'intensité des pics mais pas de modification fondamentale de la courbe.

TABLEAU XIII-2

Temps d'attente entre chauffages et irradiations consécutifs du calcaire de Moriglion di Penna

	Temps entre chauffage et irradiation	Temps entre irradiation et chauffage
1 ^{er} chauffage	3 h	1/4 h
2 ^e chauffage	2 h 1/4	1/4 h
3 ^e chauffage	2 h	1/4 h

d) En vue d'obtenir des indications nouvelles sur l'influence du chauffage sur les courbes de thermoluminescence artificielle, j'ai fait appel à la propriété qu'ont les rayons ultra-violet de faire disparaître l'irradiation naturelle des échantillons (E. J. ZELLER, 1962).

J'ai ainsi préparé deux échantillons de 100 mgr de poudre, de diamètre inférieur à 100μ , de calcaire de Moriglion di Penna. L'un a été soumis, pendant 4 h 30, à un rayonnement ultra-violet qui a provoqué un déclin à peu près total des trois pics de thermoluminescence. L'autre a été chauffé.

Les deux échantillons ainsi préparés ont été exposés, pendant 1 h, à l'irradiation β puis chauffés après une attente d'environ 15 h. La fig. XIII-17 montre que les intensités des courbes enregistrées sont assez voisines.

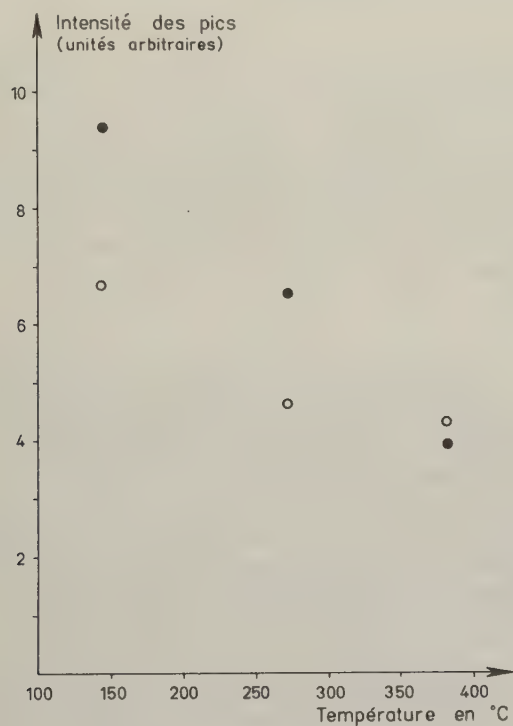


FIGURE XIII-17

Moriglion di Penna (49).

Intensité des pics de thermoluminescence de 100 mgr de poudre, de diamètre inférieur à 100μ , soumis pendant 1 h à une irradiation β .

- Echantillon débarrassé de sa thermoluminescence naturelle par chauffage.
- Echantillon débarrassé de sa thermoluminescence naturelle par 4 h 30 d'irradiation U.V.

e) De ces diverses expériences, ainsi que des expériences dilatométriques, il ressort donc qu'un chauffage prolongé est susceptible d'apporter des

modifications importantes aux propriétés physiques des roches calcaires et, en particulier, à l'intensité des pics de thermoluminescence. Par contre, cette modification paraît relativement très faible pour des chauffages rapides tels que ceux qui sont effectués avant l'irradiation artificielle.

D'autre part, les expériences qui viennent d'être décrites, ont toutes été réalisées avec de la poudre très fine afin d'augmenter l'intensité du phénomène : l'effet d'une élévation de température est, en effet, plus fort sur un grain très fin que sur des grains de 300μ de diamètre tels que ceux du marbre de Guillestre.

Il ne semble donc pas que les courbes de thermoluminescence artificielle, que j'ai construites pour la série du marbre de Guillestre, aient pu être grandement modifiées par le chauffage préalable à l'irradiation artificielle.

3) Conclusions.

De l'ensemble de ces études, il résulte qu'il existe un cycle évolutif de courbes de thermoluminescence par lequel un sédiment calcaire est susceptible de passer. En effet, le sédiment, à sa formation présente une courbe de thermoluminescence à deux pics A et C, une déformation plastique entraîne une diminution progressive du pic C et une apparition du pic B, la recristallisation marmoréenne peut faire réapparaître le pic C. De nouvelles expériences seront nécessaires pour préciser le mécanisme intime de l'apparition et de la disparition de ces pics. Cependant, il semble dès à présent possible d'effectuer une classification des roches calcaires en fonction de leur courbe de thermoluminescence. La mise en parallèle de cette classification avec les caractères tectoniques des mêmes roches décrits au chapitre V montre qu'il y a plein accord entre l'un et l'autre c'est-à-dire que :

1. — UN FRAGMENT DE CRISTAL DE CALCITE TRÈS PURE NE DONNE LIEU A AUCUNE THERMOLUMINESCENCE.
2. — L'ÉCHANTILLON DE CARBONATE DE CALCIUM PRÉCIPITÉ AU LABORATOIRE DE PISE (62) ne présente pas de pic A mais présente un pic C.
3. — LES ÉCHANTILLONS NON DÉFORMÉS présentent les pics A et C :

Ex. :

- marbre de Guillestre non déformé (1) et (2) ;
- calcaire à zones siliceuses de Réotier (16) ;
- calcaire à zones siliceuses du Piolit (20) ;
- sénonien-paléocène d'Allos (30) ;
- micropli de La Posterle (35) (flanc et charnière) ;
- calcaire de Moriglion di Penna (49) ;

calcite de San Carlo (50);
Besançon — Anticlinal de la Citadelle — flanc
étiré et flanc normal (55-56); (57-58);
micropli de Goux-les-Usiers (60) (flanc et
charnière);
craie du Bassin de Paris (61).

4. — LES ÉCHANTILLONS AYANT SUBI UNE DÉFORMATION PLASTIQUE PRÉSENTENT LES PICS A ET B.

a) *Dans certains échantillons le pic C subsiste en partie :*

Ex. :

marbre de Guillestre du Torrent de Garnier (3) et (4);
marbre de Guillestre de La Lauze (5) et (6);
marbre de Guillestre de l'Infernet (9);
calcaire sénonien de la Cima Piconiera (29).

b) *Dans la plupart des échantillons le pic C a une intensité faible ou nulle :*

Ex. :

marbre de Guillestre de Bramousse (7);
marbre de Guillestre de la Pointe de Rasis (8);
marbre de Guillestre de la Zone d'Acceglio (11) (12) (13);
micropli de calcaire à zones siliceuses du belvédère du Pelvoux (17) (flanc et charnière);
calcaire à zones siliceuses de Serre-la-Bâtie (18);
calcaire à zones siliceuses du Moutet (19);
marbre en plaquettes de Saint-Crépin (21);
marbre en plaquettes, aval de la « Maison du Roi » (25);
marbre en plaquettes de la zone du Roure (26);
calcaire de Canaveilles (52).

5. — LES MARBRES PRÉSENTENT LES PICS A ET C :

Ex. :

Carrare (45);
Mosset (53);
Saint-Béat (54).

6. — L'ÉCHANTILLON de Lochseitenkalk (43), dont les cristaux ont une forte extinction roulante présente un pic 430°C très développé.

7. — LES ÉCHANTILLONS AYANT UNE TEXTURE CATACLASTIQUE ou ayant été plus ou moins disloqués par suite des glissements de nappes ne présentent pas le pic C et pas le pic B.

Ex. :

marbre de Guillestre de Roche Chevalière (14);
marbre en plaquettes de la vallée du Guil (23);
sénonien-paléocène d'Allos (27-28);
Lochseitenkalk (43).

Il apparaît ainsi que les courbes de thermoluminescence peuvent être utilisées pour déterminer le style de déformation subi par les roches et éclairer des problèmes de tectonique locale. Elles peuvent, en particulier, permettre des comparaisons entre les échantillons d'un même niveau stratigraphique (ex. : marbre de Guillestre - calcaire à zones siliceuses - marbre en plaquettes - calcaire sénonien du lac d'Allos) ou d'une même zone tectonique.

A plus petite échelle, elles peuvent servir à analyser, sur un même pli, l'influence locale de la déformation par la comparaison des courbes d'un flanc normal et d'un flanc étiré (ex. : Besançon - anticlinal de la Citadelle 55 et 56) ou d'un flanc et d'une charnière (ex. : Belvédère du Pelvoux 17, La Posterle 35, Goux-les-Usiers 60).

Pouvant être réalisées avec de très petites quantités de roches, elles peuvent faciliter l'étude des éléments inclus dans brèches et conglomérats.

TROISIÈME PARTIE

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

De ce travail, consacré à l'étude de la déformation des roches calcaires, peuvent être tirées un certain nombre de conclusions générales relatives, d'une part au mécanisme de la déformation et aux méthodes permettant de l'analyser, d'autre part à la valeur relative et aux applications des diverses techniques.

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

I. — Mécanisme de la déformation

Les mesures que j'ai réalisées montrent que les cristaux d'une roche calcaire non déformée ont une orientation aléatoire lui conférant une certaine isotropie.

Il résulte des nombreuses analyses effectuées sur des échantillons déformés naturellement et artificiellement qu'à partir d'un certain seuil de pression, les cristaux de ces roches enregistrent les contraintes qu'ils subissent.

Les déformations expérimentales ont établi que l'intensité des forces susceptibles de produire un tel effet varie suivant les conditions dans lesquelles elles sont appliquées mais, en dehors des cas où joue le métamorphisme, il faut envisager l'intervention de pressions élevées.

D'une façon générale, des déformations importantes ont été observées dans des échantillons ayant supporté des charges de sédiments de l'ordre de 2 000 à 2 500 mètres d'épaisseur. Leur structure fluidale traduit un écoulement résultant d'une pression non hydrostatique.

Les observations, réalisées à partir des échantillons déformés dans la nature et des échantillons déformés au laboratoire, ont montré que la déformation plastique sous haute pression d'un agrégat de cristaux de calcite se produit par mise en œuvre de divers *mécanismes agissant au niveau du cristal ou au niveau de l'agrégat*.

— Au niveau du cristal peuvent se produire des glissements *intracristallins* par maclage et translation, ces derniers pouvant entraîner des modifications de l'énergie interne des atomes. Ces glissements peuvent être accompagnés par une torsion du réseau.

— Au niveau de l'agrégat s'ajoutent à ces facteurs des glissements *intergranulaires*.

A l'un et l'autre niveau peuvent jouer des phénomènes de *dissolution* et de *recristallisation* agissant avant, pendant ou après la déformation.

Ces différents mécanismes de glissement et la recristallisation ont pour effet d'amener progressivement les grains à s'orienter de façon telle que, leur axe optique, soit voisin de la direction de contrainte principale la plus grande.

Ils sont accompagnés par d'autres mécanismes, agissant au niveau de l'agrégat, tels que joints de glissement et joints stylolitiques qui contribuent à donner à la roche sa texture.

Ces mécanismes diffèrent les uns des autres par l'effet qu'ils produisent mais paraissent tous régis, quelle que soit l'échelle à laquelle ils se manifestent, par les défauts des cristaux.

En effet, l'apparition, liée à la déformation, d'un niveau d'énergie donnant lieu à un pic de thermoluminescence est en rapport avec les dislocations prenant naissance au cours des glissements intracristallins par translation.

Ces glissements par translation se font, eux-mêmes, par regroupement de dislocations en lignes de dislocations susceptibles, elles-mêmes, de se déplacer en donnant naissance à de nouvelles dislocations.

Les glissements par maclage s'effectuent par le jeu de dislocations de macles.

La recristallisation est dirigée par l'énergie emmagasinée dans les cristaux par les empilements de dislocations qui provoquent une distorsion du réseau cristallin. Elle s'effectue par un regroupement des dislocations en sous-joints ou en joints d'où résulte une élimination progressive des défauts à l'intérieur des cristaux.

Quant aux phénomènes de dissolution, qu'ils se manifestent à l'échelle du cristal ou à l'échelle de l'agrégat dans la formation des joints de glissement et des joints stylolitiques qui influencent directement la texture de la roche, ils sont régis en grande partie par les défauts du cristal. La dissolution est, en particulier, plus intense au point d'émergence des lignes de dislocation où l'énergie interne du cristal est plus élevée.

II. — La statistique dans l'analyse de la déformation

a) Le monocristal de calcite, tel qu'il a été décrit au cours du chapitre I, correspond à un « niveau scalaire d'organisation » de la matière cristalline (L. GLANGEAUD, 1955-1962), c'est-à-dire que ses propriétés peuvent être décrites et mesurées directement à l'échelle du cristal « sans faire intervenir de méthodes statistiques ».

b) Au contraire, l'analyse des propriétés de l'agrégat doit faire intervenir des opérations statistiques tenant compte non seulement de la pluralité des cristaux mais également de leurs propriétés structurales et de leur interaction.

Au cours de l'étude qui vient d'être faite, nous avons été amenés à distinguer deux groupes de propriétés statistiques de l'agrégat :

1) les effets statistiques qui mettent en jeu les propriétés tensorielles du cristal de calcite : telles sont la transmission des ondes ultra-sonores et la dilatation ;

2) les propriétés statistiques qui mettent en évidence la répartition spatiale des éléments. Elles peuvent avoir pour base des mesures individuelles traitées statistiquement (études au microscope polarisant) ou résulter d'un effet statistique global (rayons X).

III. — Valeur relative des techniques et méthodologie scalaire

Au cours de la deuxième partie de ce travail ont été décrites différentes méthodes qui mettent en évidence la variété des modifications à échelle locale apportées aux roches calcaires par les phénomènes orogéniques. Conformément à la remarque de L. GLANGEAUD (1955-1962), une méthode unique se montre en effet insuffisante pour analyser, à toutes les échelles, des phénomènes aussi complexes que ceux accompagnant les déformations d'origine tectonique. Ces méthodes ne sont donc pas interchangeables mais sont plutôt des instruments de travail complémentaires, chacune d'elles agissant comme un révélateur sélectif pour une échelle déterminée. Aussi est-il nécessaire de les combiner pour réaliser l'analyse complète de la déformation.

Ainsi, dans le domaine de l'étude des microstructures, les expériences de rupture (chap. VI) mettent en évidence une variation de l'intensité des forces de liaison intercristallines, phénomène bien connu des carriers, mais dont l'interprétation géo-

logique, en fonction des contraintes subies par l'écorce terrestre, n'est pas encore établie.

Les données des mesures de vitesse de transmission des *ultra-sons* (chap. VII) renseignent, suivant une direction donnée, sur l'orientation cristalline et la plus ou moins grande cohésion des grains. Elles doivent donc être, en principe, en accord avec celles des expériences de rupture.

La *microscopie électronique* (chap. VIII) permet de connaître la morphologie et la structure des agrégats de microcristaux et rend possible une évaluation approximative de la densité de leurs défauts. Elle apporte une information seulement qualitative sur l'orientation relative des cristaux.

Parmi les *méthodes de mesure de l'orientation des cristaux d'un agrégat*, la méthode d'analyse *optique* (chap. IX) par la *platine universelle* apparaît comme particulièrement efficace pour indiquer non seulement la position des axes optiques mais également l'orientation des plans de macle ou de translation visibles. Cependant, la technique de mesure est longue et ne peut être appliquée aux roches à structure très fine.

Les *spectres de réflexion des rayons infrarouges* (chap. IX), par la variation d'intensité de certaines de leurs bandes, peuvent permettre une appréciation relativement rapide du degré d'orientation préférentielle des cristaux. Ils paraissent ainsi pouvoir être retenus, en toute première place, comme technique d'analyse de la structure des roches calcaires.

La *dilatométrie* (chap. X) présente, comme la technique par infrarouge, l'avantage d'être applicable à tous les calcaires, quelle que soit la taille de leurs cristaux, d'être assez rapide et de donner des résultats chiffrables.

Les analyses que j'ai effectuées avec le *diffractomètre à rayons X* (chap. XI) montrent que l'anisotropie des roches calcaires déformées par des pressions orogéniques peut être mise en évidence par cette méthode. Un dispositif de balayage de la surface à étudier, tel qu'il a été décrit par V. HIGGS et ses collaborateurs (1960) serait donc susceptible d'apporter des informations sur la structure de l'échantillon aussi valables dans le domaine des déformations naturelles que dans celui des déformations expérimentales.

Le problème de l'énergie emmagasinée par distorsion naturelle du réseau cristallin est encore peu connu et de nouvelles recherches seront nécessaires, dans le domaine des *rayons X* comme dans celui de la *thermoluminescence à haute température* (chap. XII).

Les courbes de *thermoluminescence* (chap. XIII) que j'ai enregistrées, avec des échantillons appartenant à des formations géologiques ayant subi des

déformations différentes, mettent en évidence la possibilité de relier la forme de ces courbes aux données tectoniques et pétrographiques (cf. chap. V).

Cette méthode présente l'avantage d'apporter des informations mettant en jeu la répartition des *niveaux d'énergie* dans le cristal.

IV. — Application aux problèmes géologiques

Les différentes méthodes exposées au cours de ce travail ont un intérêt propre mais leur principale raison d'être est leur application possible à l'interprétation des phénomènes de déformation de l'écorce terrestre.

La question se pose donc de savoir comment de telles analyses peuvent contribuer aux reconstitutions tectoniques.

Les réactions à une contrainte d'intensité et de direction données diffèrent selon les conditions dans lesquelles sont placés les terrains sur lesquels cette contrainte est appliquée.

Il est bien certain que, lorsque de grands ensembles se déplacent, par glissement en masse, presque librement, les uns par rapport aux autres, des changements importants sont apportés à l'organisation des bancs à l'échelle du mètre et du kilomètre, mais l'échantillon de quelques centimètres cubes de volume peut se trouver transporté dans la masse en glissement sans qu'aucune modification interne soit enregistrée par les cristaux qui le composent. Tel est le cas du calcaire à zones siliceuses de la région du Piolit (20).

Par contre, lorsque le même échantillon fait partie d'un ensemble de terrains qui se trouve serré entre des blocs rigides, un régime de *triple contrainte* peut s'établir et entraîner une *déformation plastique* produisant des modifications structurales de l'échantillon. Tel est le cas, par exemple, du marbre de Guillore du Torrent de Garnier (3 et 4) ou du calcaire à zones siliceuses de la fenêtre amont du Guil (15).

Il n'est donc pas possible de passer directement de l'anisotropie des roches à l'échelle de l'échantillon aux grandes unités tectoniques : Les mesures physiques ne prennent leur vraie signification que replacées dans leur contexte local. Elles peuvent alors éclairer différents types de problèmes :

a) En réponse au souhait exprimé par J. GOCUEL (1952, p. 47), ces mesures peuvent servir à « *reconnaître le domaine ayant subi une déformation de même nature* ». De tels ensembles, offrant des analogies de structure, sont susceptibles d'être recher-

chés soit dans une même formation géologique soit dans des formations géologiques différentes. Celles-ci peuvent donner des résultats comparables comme dans le cas du marbre de Guillore et du calcaire à zones siliceuses de la région du Torrent de Garnier (2), (3), (15). Elles peuvent aussi donner des résultats différents comme dans le cas de la carrière de Saint-Crépin où le marbre de Guillore (1) ne présente pas de traces de déformation alors que le calcaire en plaquettes (21), dont la limite élastique diffère, est légèrement déformé.

b) D'autre part, les techniques de mesure décrites au cours de ce travail rendent possible une *comparaison des styles de déformation* subis par divers échantillons appartenant à une même série stratigraphique. Les différents résultats que j'ai obtenus pour les séries du marbre de Guillore (1 à 14), des calcaires à zones siliceuses (15 à 20), du marbre en plaquettes (21 à 26), des calcaires sénoniens de la région d'Allos (27 à 31), sont en plein accord avec leurs caractères tectoniques et pétrographiques, exposés au cours du chapitre V et permettent, en outre, une appréciation de leur degré de déformation.

c) Dans le *domaine des microplissements* peuvent être relevés les faits suivants :

1. Les mesures effectuées par la dilatométrie sur les échantillons prélevés à Serres (40 à 42) ont confirmé l'absence d'orientation préférentielle des cristaux des bancs déformés par *slumping*.

2. Au cours des analyses réalisées dans les *plis de style parallèle*, aucune modification physique durable des cristaux, liée à la déformation, n'a pu être mise en évidence; tel est le cas des microplis de la Posterle (35), du Clot des Adrets (36) de Goux-les-Usiers (60). Dans les *plis de style semblable*, tels que ceux du marbre en plaquettes de la vallée du Guil (25) et du calcaire de Canaveilles (52), d'importantes modifications ont, au contraire, été enregistrées par les cristaux.

3. L.U. de SITTER (1956) estime qu'il existe entre macroplis et microplis, une analogie de forme suffisante pour que les conclusions de l'étude du plissement, à l'échelle du micropli, puissent être appliquées à la tectonique en général. Il note cependant, que cette méthode présente des limites du fait que la masse du micropli est mille fois plus petite que celle du macropli.

En fait, de nombreux exemples montrent que cette « analogie » de forme n'est pas une règle générale.

D'autre part, il faut considérer que la charge de sédiments supportée par l'un et par l'autre n'est pas la même dans les deux cas. Par ailleurs, nous avons vu l'importance de la notion d'échelle dans

l'analyse des phénomènes (cf. p. 144). Aussi, était-il souhaitable de rechercher si les cristaux peuvent être modifiés de façon différente suivant qu'ils appartiennent à des macroplis ou à des microplis d'une même formation géologique. Dans le cas du plissement de Saint-Julien-en-Bochaîne (37 à 39) où les replis secondaires de la charnière ont une forme analogue à celle du macropli, aucune anisotropie n'a pu être mise en évidence. Au contraire, dans les replis de la Chaumie (32 à 34), une anisotropie très nette et des coefficients de dilatation élevés ont été enregistrés dans les échantillons appartenant au cœur d'un micropli (fig. V-8) alors que des coefficients de dilatation faibles et égaux ont été enregistrés dans un échantillon provenant d'un banc plus massif. Ceci montre que la mécanique des microplis n'est pas nécessairement la même que la mécanique des macroplis et qu'il faut examiner chaque cas en particulier.

d) Dans un autre domaine, qui est celui des échantillons d'une même série stratigraphique ayant *recristallisé* dans des circonstances différentes, nous avons montré que l'irradiation artificielle peut permettre d'établir, par la thermoluminescence, une chronologie des différentes cristallisations secondaires.

Ces différents exemples d'investigation ne constituent pas un inventaire complet des applications des méthodes d'analyse microscopique des structures des roches mais sont cités à titre d'exemple.

Par ailleurs, entre ces méthodes et les observations effectuées par les géologues de terrain, se situent celles réalisées à l'intérieur du banc et concernant des éléments tels que la schistosité, les diaclasses, les stylolites, etc... Elles mettent en jeu des techniques propres à cette échelle intermédiaire d'analyse qui n'ont pu être étudiées ici. Ces techniques apportent des informations susceptibles de compléter celles données par les méthodes se plaçant au niveau du cristal et de l'agrégat.

Les propriétés physiques de la calcite sont trop nombreuses et trop complexes pour que chacune des méthodes d'analyse dont j'ai amorcé l'étude ait pu être entièrement développée ici. Ce travail doit donc être considéré comme une base à partir de laquelle pourront être effectuées de nouvelles recherches théoriques et appliquées, destinées à une connaissance de plus en plus approfondie du mécanisme et de l'histoire de la déformation de l'écorce terrestre à toutes les échelles d'espace et de temps.

BIBLIOGRAPHIE

- ADAMS, F.D., (1910). — An experimental investigation into the action of differential pressure on certain minerals and rocks, employing the process suggested by Professor Kick. *J. Geol. U.S.A.*, vol. 18, p. 489-525.
- ADAMS, F.D. (1912). — An experimental contribution to the question of the depth of the zone of flow in the Earth's crust. *J. Geol. U.S.A.*, vol. 20, p. 97-118.
- ADAMS, F.D. et BANCROFT, J.A. (1917). — On the amount of internal friction developed in rocks during deformation and on the relative plasticity of different types of rocks. *J. Geol. U.S.A.*, vol. 25, p. 597-637.
- ADAMS, F.D. et COKER, E.G. (1910). — An experimental investigation into the flow of rocks. *Amer. J. Sci.*, vol. 29, p. 465-487.
- ADAMS, F.D. et NICHOLSON, J.T. (1901). — An experimental investigation into the flow of marble. *Philos. Trans. r. Soc. London*, ser. A, vol. 195.
- ADAMS, L.H. (1951). — Colloque Hershey, Pa (Introduction). *Trans. amer. geophys. Un.*, vol. 32., p. 499-500.
- ADDINK, N.W.H. (1951). — The degree of imperfection of crystals. *Rec. Trav. chim. Pays-Bas*, t. 70, p. 202-208.
- ALBISSIN, M. d' (1959). — Une application du microscope électronique à l'étude de la déformation des calcaires. *Rev. Géogr. phys. Géol. dynam. Fr.*, (2), vol. II, p. 35-38.
- ALBISSIN, M. d', FORNACA-RINALDI, G. et TONGIORGI, E. (1962). — Modifications apportées aux courbes de thermoluminescence des roches calcaires par une pression orogénique. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, t. 254, p. 2804-2806.
- ALBISSIN, M. d' et de RANGO, C. (1962). — Etude de la microstructure des roches calcaires par l'observation, au microscope électronique, de l'orientation des figures de corrosion. *Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr.*, 85, p. 170-176.
- ALBISSIN, M. d' et ROBERT, M. (1962). — Appréciation du degré de déformation naturelle des roches calcaires au moyen d'un diffractomètre à Rayons X. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, t. 254, p. 1123-1125.
- ALBISSIN, M. d', SAPLEVITCH, A. et SAUCIER, H. (1960). — Etude par la méthode dilatométrique de la déformation des roches calcaires. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, t. 251, p. 2995-2997.
- AMELINCKX, S. (1956). — The direct observation of dislocation patterns in transparent crystals. *Dislocations and Mechanical Properties of Crystals. International Conference.*
- ANGINO, E.E. (1959). — Pressure effects on thermoluminescence of limestone relative to geologic age. *J. geophys. Res.*, U.S.A., vol. 64, p. 569-573.
- ANGINO, E.E. (1959). — Some effects of pressure on the thermoluminescence of limestone. *J. geophys. Res.*, U.S.A., vol. 64, p. 1638-1640.
- ARKHAROV, V.I. (1955). — Sur la nature du joint de grains dans les corps polycristallins. *Akad. Nauk. S.S.S.R., Ural' Fil. Trudy Inst. Fis. Metal*, n° 16, p. 7-25.
- BACHER, K. (1949). — Über die Bestimmung der elastischen Konstanten von Gesteinen mit Ultraschall. *Erdöl u. Kohle*, Bd. 2, p. 125-127.
- BAILEY, S.W., BELL, R.A. et PENG, C.J. (1958). — Plastic deformation of quartz in nature. *Bull. geol. Soc. Amer.*, vol. 69, p. 1443-1466.
- BAIN, G.W. (1936). — Lumar, a new development in the stone industry. *Mining and Met.*, vol. 17, p. 287-288.
- BAIN, G.W. (1938). — Guidebook for 34th field meeting New England intercollegiate geological association.
- BAIN, G.W. (1940). — Geological, chemical and physical problems in the marble Industry. *Mining Technology Nov.*
- BAIN, G.W. (1941). — Measuring grain boundaries in crystalline rocks. *J. Geol., U.S.A.*, vol. 49, p. 199-206.
- BALAKRISHNA, S. (1952). — Sound velocities in some Indian rock specimens. *Proc. indian Acad. Sci.*, sect. A, vol. 36, p. 375-380.
- BALAKRISHNA, S. (1955). — Isotropic behaviour of rocks. *Curr. Sci., India*, vol. 24, p. 117.
- BALAKRISHNA, S. (1959). — Anisotropy in bedded limestones. *Curr. Sci., India*, vol. 28, p. 17-18.
- BALAKRISHNA, S. (1959). — Effect of dimensional orientation on ultra sonic velocities in some rocks. *Proc. indian Acad. Sci.*, sect. A, vol. 49, p. 318-321.
- BALSLEY, J.R. (1941). — Deformation of marble under tension at high pressure. *Trans. amer. geophys. Un.*, vol. 22, p. 519-525.
- BARRETT, C.S. (1943). — Structure of Metals. N.-Y. Mc. Graw-Hill, Book C°, trad. par C. Leymonie, Dunod éd. Paris, 1957.
- BARTH, T.F.W., CORRENS, C.W. et ESKOLA, P. (1939). — Die Entstehung der Gesteine. *Springer, Berlin.*
- BARTLETT, W.H.C. (1832). — Experiments on the expansion and contraction of building stones, by variations of temperature. *Amer. J. Sci.*, vol. 22, p. 136-140.
- BAUMHAUER, H. (1879). — Über künstliche Kalkspatzwillinge nach 1/2 R. Z. *Kristallogr., Dtsch.*, Bd. 3, p. 588.
- BEAN, W.T. (1962-1963). — Linear thermal expansion coefficient of materials measured with strain gages.

- Strain gages readings Peterstein ed. Arizona states Univ. Dec. Janv. n° 5.*
- BECK, P.A. (1949). — The formation of recrystallization nuclei. *J. appl. Phys., U.S.A.*, vol. 20, p. 633-634.
- BECK, P.A. et HU, H. (1952). — Annealing textures in rolled face-centered cubic metals. *Trans. metallurg. Soc. A.I.M.E., U.S.A.*, vol. 194, p. 83-90.
- BECK, P.A., SPERRY, P.R. et HU, H. (1950). — The orientation dependence of the rate of grain boundary migration. *J. appl. Phys., U.S.A.*, vol. 21, p. 420-425.
- BECKE, F. (1924). — Struktur und Klüftung. *Fortschr. Mineral. u. Petr., Dtsch.*, Bd. 9, p. 196.
- BECKER, R. (1925). — Über die Plastizität amorpher und kristalliner fester Körper. *Phys. Z.*, Bd. 26, p. 919-925.
- BECKER, R. (1926). — *Z. tech. Phys.*, Bd. 7, p. 547.
- BELBY, G. (1921). — Aggregation and flow of solids. *London, Macmillan Book C°.*
- BELL, J.F. (1941). — Morphology of mechanical twinning in crystals. *Amer. Mineralogist.*, vol. 26, p. 247-261.
- BELTRAMI, M., COLOMBO, M. et FIESCHI, R. (1962). — Formazione e decadimento di centri di colore indotti da raggi X in calcite. *Period. Mineral., Ital.*, 31, p. 409-421.
- BENARD, J. et RINCK, E. (1958). — Calcium. *P. Pascal, Nouveau traité de chimie minérale*, t. IV, p. 523, Masson, éd., Paris.
- BENGUS, V.Z., LAVRENT'EV, F.F., SOIFER, L.M. et STARTSEV, V.I. 1960. — Development of dislocations in calcite crystals. *Kristallografija, S.S.S.R.*, 5, p. 441-445.
- BEREK, M. (1924). — Mikroskopische Mineralbestimmung mit Hilfe der Universaldrehtischmethoden. *Borntraeger, Berlin.*
- BEREK, M. (1949). — Grundsätzliches zur Bestimmung der optischen Indikatrix mit Hilfe des Universal-drehtisches. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, 29, p. 1-18.
- BERGMANN, L. (1938). — Ultrasonics. *Translated by H. Stafford Hatfield. G. Bell and Sons, London.*
- BHAGAVANTHAM, S. et BHIMASENACHAR, J. (1944). — Elastic constants of crystals: a new method and its application to pyrite and galena. *Proc. indian Acad. Sci., Sect. A*, vol. 20, p. 298.
- BIRCH, F. et BANCROFT, D. (1938). — The effect of pressure on the rigidity of rocks. *J. Geol., U.S.A.*, vol. 46, p. 113-141.
- BÖKER, R. (1915). — Die Mechanik der bleibenden Formänderungen in kristallinisch aufgebauten Körpern. *V.D.I. Forsch. H., Dtsch.*, Bd. 175, p. 1-51.
- BORG, I., TURNER, F.J. (1953). — Deformation of Yule marble. Part VI. Identity and significance of deformation lamellae and partings in calcite grains. *Bull. geol. Soc. Amer.*, vol. 64, p. 1343-1352.
- BRACE, W.F. (1960). — Orientation of anisotropic minerals in a stressfield: discussion. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, n° 79, p. 9-20.
- BRAGG, W.L. (1914). — The analysis of crystals by the X-ray spectrometer. *Proc. r. Soc., Ser. A, G.B.*, t. 89, p. 468-489.
- BRAGG, W.L. (1937). — Atomic structure of minerals. *Cornell Univ. Press, London.*
- BRAGG, W.L. (1940). — The structure of a cold-worked metal. *Proc. phys. Soc., G.B.*, vol. 52, p. 105-109.
- BREWSTER, D. (1826). — *Edinb. J. Sci.*, vol. 9, p. 311.
- BRIDGMAN, P. (1917). — The electrical resistance of metals under pressure. *Proc. amer. Acad.*, vol. 53, p. 573-646.
- BRIDGMAN, P. (1917). — The resistance of metals under pressure. *Proc. nation. Acad. Sci., U.S.A.*, vol. 3, p. 10-12.
- BRIDGMAN, P. (1917). — Theoretical considerations on the nature of metallic resistance, with special regard to the pressure effects. *Phys. Rev., U.S.A.*, t. 9, p. 269-289.
- BRIDGMAN, P.W. (1931). — The physics of high pressures. *N.-Y. Macmillan Book C°*, 398 p.
- BUEREN, H.G. van (1960). — Imperfections in crystals. *North-Holland publishing C° - Amsterdam.*
- BUERGER, M.J. (1930). — Translation gliding in crystals. *Amer. Mineralogist*, vol. 15, p. 1.
- BUERGER, M.J. et WASHKEN, E. (1947). — Metamorphism of minerals. *Amer. Mineralogist*, vol. 32, p. 296-308.
- BURGERS, J.M. (1939). — Some considerations on the fields of stress connected with dislocations in a regular crystal lattice. *Kkl. nederl. Akad. Wetensch., Proc., sect. Sciences*, vol. 42, p. 293-325; 378-399.
- BURGERS, J.M. (1940). — Geometrical considerations concerning the structural irregularities to be assumed in a crystal. *Proc. phys. Soc., G.B.*, vol. 52, p. 23.
- BURGERS, J.M. (1951). — Basis concepts concerning deformation of materials under stress. *Trans. amer. geophys. Un.*, vol. 32, p. 500-504.
- CAMERMAN, C. (1953). — La gélivité des matériaux pierreux. *Bull. Soc. belge Géol.*, t. 62, p. 17-34.
- CESARO, G. (1903). — Sur un curieux phénomène d'orientation par laminage. *Acad. Belg., Bull. Cl. Sci.*, n° 5, p. 432.
- CHAYES, F. (1949). — Statistical analysis of two dimensional fabric diagrams. *Structural petrology of deformed rocks*, 2d éd. Addison-Wesley, Cambridge, Mass., p. 308-326.
- CLOOS, E. (1942). — Distortion of Stratigraphic thicknesses due to folding. *Proc. nation. Acad. Sci., U.S.A.*, vol. 28, p. 401-407.
- COLOMBO, M. (1961). — Centri di colore indotti da raggi X in Ca CO₃. *Thèse Univ. Milano*, n° 49.161.
- COTTRELL, A.H. (1953). — Dislocations and plastic flow in crystals. *Oxford, Clarendon Press*, 223 p.
- COTTRELL, A.H. et BILBY, B.A. (1951). — A mechanism for the growth of deformation twins in crystals. *Philos. Mag., G.B.*, vol. 42, p. 573-581.
- COX, H.L. et SOPWITH, D.G. (1937). — The effect of orientation on stresses in single crystals and of random orientation on strength of polycrystalline aggregates. *Proc. phys. Soc., G.B.*, vol. 49, p. 134-151.
- CURIE, D. (1960). — Luminescence cristalline. *Dunod, éd. Paris.*
- DANIELS, F., BOYD, Ch. A. et SAUNDERS, D.F. (1953). — Thermoluminescence as a research tool. *Science, U.S.A.*, vol. 117, p. 343.

- DANIELS, F. et SAUNDERS, D.F. (1950). — The thermoluminescence of rocks. *Science, U.S.A.*, vol. III, p. 462.
- DAUBRÉE, A. (1891). — Recherches expérimentales sur le rôle possible des gaz à hautes températures doués de très fortes pressions et animés d'un mouvement fort rapide, dans divers phénomènes géologiques. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (3), XIX, p. 313-354.
- DAUBRÉE, A. (1891). — Complément d'expériences sur le rôle géologique des gaz à haute pression. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (3), XIX, p. 933-935.
- DEBENEDETTI, A. (1958). — On mechanical activation of thermoluminescence in calcite. *Nuovo cimento, Ital.*, vol. 7, p. 251-254.
- DEBRAY, M.H. (1867). — Recherches sur la dissociation. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, t. 64, p. 603-606.
- DEICHA, G. (1955). — Les lacunes des cristaux et leurs inclusions fluides. *Masson, éd., Paris*, 126 p.
- DEICHA, G. (1957). — Comportement des roches soumises à l'écrasement tectonique et adsorption. *C.R. Soc. géol. Fr.*, p. 8.
- DEICHA, G. (1961). Modification des pressions intracristallines et intergranulaires des roches soumises aux variations de température. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), III, p. 338-344.
- DEKEYSER, W. et AMELINCKX, S. (1955). — Les dislocations et la croissance des cristaux. *Masson, éd., Paris*, 168 p.
- DEWULF, G. et GANS, F. (1956). — Détermination du pouvoir réflecteur du verre à base de pentaséléniure d'arsenic. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, t. 243, p. 1857-1859.
- DRESCH, C.H. (1919). — The solidification of metals from the liquid state. *J. Inst. Metals, G.B.*, vol. 22, p. 241-263.
- FAIRBAIRN, H.W. (1935). — Petrofabric analysis and some possible applications. *Canad. mining j.*, July.
- FAIRBAIRN, H.W. (1943). — X-ray petrology of some fine grained foliated rocks. *Amer. Mineralogist*, vol. 28, p. 246-256.
- FAIRBAIRN, H.W. (1949). — Structural petrology of deformed rocks. *Addison Wesley, Cambridge, Mass*, 2d éd.
- FAIRBAIRN H.W. et CHAYES, F. (1951). — A test of the precision of thin-section analysis by point counter. *Amer. Mineralogist*, vol. 36, p. 704-712.
- FAIRBAIRN, H.W., et PODOLSKY, T. (1951). Notes on precision and accuracy of optic angle determination with the universal stage. *Amer. Mineralogist*, vol. 36, p. 823-832.
- FELKEL, E. (1929). — Gefügestudien an Kalktektoniten. *Jb. geol. Bundesanstalt, Wien*, Bd. 79, p. 33-86.
- FINCH, G.I. (1937). — Le polissage. *Rev. Univ., Belg.*, n° 2, Déc. 1937, Janv. 1938.
- FISHER, J.C. (1959). — The role of dislocations in plastic deformation. *8th Gillett Memorial Lecture*.
- FISHER, J.C., JOHNSTON, W.G., THOMSON, R. et VREELAND, T. Jr. (1956). — Dislocations and mechanical properties of crystals. *N.-Y. John Wiley and Sons, Inc.*
- FIZEAU, H.L. (1868). — Sur la dilatation des corps solides par la chaleur. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, t. 66, p. 1005; 1072.
- FLEURY, R. et ZANDMAN, F. (1954). — Jauge photoélastique d'effort. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, t. 238, p. 1559-1561.
- FLINN, D. (1958). — On tests of significance of preferred orientation in three-dimensional fabric diagrams. *J. Geol., U.S.A.*, vol. 66, p. 526-539.
- FORNACA-RINALDI, G. et TONGIORGI, E. (1960). — The influence of grinding on the thermoluminescence glow curves of limestones. *Summer course on nucl. Geol. Varenna; Lab. géol. nucl. Pise, éd.*, 1962, p. 254-262.
- FRANK, F.C. et READ, W.T. (1950). — Multiplication processes for slow moving dislocations. *Phys. Rev., U.S.A.*, t. 79, p. 722-723.
- FRANK, F.C. et VAN der MERWE, J.H. (1949). — One-dimensional dislocations. *Proc. r. Soc., Ser. A, G.B.*, t. 198, p. 205-216.
- FRIEDEL, J. (1956). — Les dislocations. *Gauthier-Villars, éd., Paris*.
- FRIEDEL, J. (1956). — Déformation plastique et dislocations. *Cah. Gr. fr. Et. Rhéol., éd. du CNRS*, 1958, t. III, n° 3, p. 17-22.
- FRÖHLICH, O.K. (1907). — *Wiedemann's Ann. der Phys. u. Chem.*, 61, p. 206.
- GARBER, R.I. (1947). — Mechanism of twinning of calcite and sodium nitrate during plastic deformation. *J. exper. theor. Phys. (U.S.S.R.)*, 17, 1, p. 47-62.
- GAUBERT, P. (1901). — Sur les faces de dissolution de la calcite et sur les figures de corrosion des carbonates rhomboédriques. *Bull. Soc. fr. Minéral.*, 24, p. 326-351.
- GIDON, P. (1952). — Observations sur la plasticité des roches calcaires. *77^e Congrès des Sociétés Savantes*, p. 169-178.
- GILMAN, J.J. (1960). — Origins and motions of dislocations in crystals. *Bull. amer. phys. Soc.*, 5, n° 3, p. 157.
- GLANGEAUD, L. (1947). — Les Etats de la matière dans la pétrogenèse profonde. *Experientia, Suisse*, vol. III, fasc. 1, p. 1-11, fasc. 2, p. 58-69.
- GLANGEAUD, L. (1947). — Orogenèse et Pétrogenèse profonde d'après les théories géophysiques nouvelles. *Revue Scientifique*, n° 3286-3287, fasc. 18, p. 1107-1120.
- GLANGEAUD, L. (1955). — La part de la Géologie dans les grandes synthèses. *Encyclopédie française « Le Ciel et la Terre »*, t. III, p. 3.30-13 à 3.32-8.
- GLANGEAUD, L. (1962). — Le problème du transfert d'échelle en géologie; Application à la Méditerranée occidentale. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), IV, fasc. 7, (sous presse).
- GLANGEAUD, L. (1963). — L'expérience et la recherche opérationnelle dans les Sciences de la Nature et de la Terre. *21^e semaine de Synthèse, Albin-Michel, éd. Paris*.
- GOGUEL, J. (1943). — Introduction à l'étude mécanique des déformations de l'écorce terrestre; 2^e édition, 1948. *Mém. Carte géol. Fr.*
- GOGUEL, J. (1951). — Colloque Hershey, Pa (Discussion). *Trans. amer. geophys. Un.*, vol. 32, p. 504.
- GOGUEL, J. (1952). — Importance des facteurs physico-chimiques dans la déformation des roches. *19^e Congr. géol. intern., Alger*, sect. III, fasc. III, p. 133-142.

- GOGUEL, J. (1952). — Traité de tectonique. Masson, éd., Paris.
- GOGUEL, J. (1953). — Les conditions de déformation mécanique des roches. *Ann. Soc. géol. Belg.*, t. 76, p. 181-185.
- GOGUEL, J. (1956-1957). — Cours professé au Certificat de 3^e cycle de géodynamique interne de la Sorbonne.
- GOGUEL, J. (1959). — Le rôle de la pression fluide dans les déformations tectoniques. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), I, p. 571-573.
- GRIGGS, D.T. (1935). — Plasticity of rocks under high pressure. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, (1934), vol. 46, p. 79.
- GRIGGS, D.T. (1936). — Deformation of rocks under high confining pressures. *J. Geol., U.S.A.*, vol. 44, p. 541-577.
- GRIGGS, D.T. (1938). — Deformation of single calcite crystals under high confining pressure. *Amer. Mineralogist*, vol. 23, p. 28-33.
- GRIGGS, D.T. (1939). — Creep of rocks. *J. Geol., U.S.A.*, vol. 47, p. 225-251.
- GRIGGS, D. (1940). — Experimental flow of rocks under conditions favoring recrystallization. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 51, p. 1001-1022.
- GRIGGS, D. (1942). — Strength and plasticity. *Geol. Soc. Amer., spec. Paper*, n° 36, p. 107-129.
- GRIGGS, D. (1951). — Some experiments bearing on the plasticity of rocks in the earth. *Trans. amer. geophys. Un.*, vol. 32, p. 505-508.
- GRIGGS, D.T. et MILLER, W.B. (1951). — Deformation of Yule marble, Part I: Compression and extension experiments on dry Yule marble at 10 000 atm. *Bull. geol. Soc. Amer.*, vol. 62, p. 853-862.
- GRIGGS, D.T., PATERSON, M.S., HEARD, H.C. et TURNER, F.J. (1960). — Annealing recrystallization in calcite crystals and aggregates. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, n° 79, p. 21-28.
- GRIGGS, D.T., TURNER, F.J., BORG, I. et SOSOKA, J. (1951). — Deformation of Yule marble, Part IV: Effects at 150 °C. *Bull. geol. Soc. Amer.*, vol. 62, p. 1385-1406.
- GRIGGS, D.T., TURNER, F.J., BORG, I. et SOSOKA, J. (1953). — Deformation of Yule marble, Part V: Effects at 300 °C. *Bull. geol. Soc. Amer.*, vol. 64, p. 1327-1342.
- GRIGGS, D.T., TURNER, F.J. et DURRELL, C. (1954). — Deformation of rocks at 500 °C, 5 000 atmospheres pressure. *Bull. geol. Soc. Amer.*, vol. 65, p. 1258.
- GRIGGS, D.T., TURNER, F.J. et HEARD, H.C. (1960). — Deformation of rocks at 500° to 800 °C. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, n° 79, p. 39-104.
- GRÜNEISEN, E. — Recueil de Constantes Physiques, p. 188.
- GUEBHARD, A. (1881). — Curieux exemple de flexibilité de plaque de marbre. *La Nature, Fr.*, n° 430, p. 207-208.
- GUINIER, A. (1956). — Théorie et Technique de la Radiocristallographie. Dunod, éd. Paris.
- HAAS, C. (1956). — Vibration spectra of crystals. Thèse, Amsterdam.
- HABIB, P. (1962). — Variations de la vitesse du son dans les roches soumises à des contraintes élevées. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, t. 255, p. 2562.
- HABRAKEN, L. et GREDAY, T. (1956). — Sur les modes de déformation dans les métaux. *Rev. Univers. Mines, Belg.*, t. 12, p. 38-55; 209-227.
- HAFF, C. (1938). — Petrofabric diagrams. *Amer. Mineralogist*, vol. 23, p. 543-574.
- HAFF, J.C. (1942). — Federow method of indicatrix orientation. *Quart. Colorado Sch. Mines*, vol. 37, n° 3, p. 3-28.
- HAFF, J.C. (1944). — Method for elevating low universal stage floor-plate. *Amer. Mineralogist*, vol. 29, p. 242-243.
- HALLOCK W. (1891). — Preliminary note on the coefficients of thermal expansion of certain rocks. *Geol. Surv. Bull., U.S.A.*, n° 78, p. 109-118.
- HANDIN, J. (1953). — An application of high pressure in Geophysics: experimental rock deformation. *Trans. amer. Soc. Mech. Engng.*, vol. 175, p. 315-324.
- HANDIN, J. (1957). — Experimental deformation of rocks and minerals. *Quart. Colorado Sch. Mines*, vol. 52, n° 3, p. 75-98.
- HANDIN, J. (1958). — Effects of pore pressure on the experimental deformation of some sedimentary rocks. *Bull. geol. Soc. Amer.*, vol. 69, p. 1576-1577.
- HANDIN, J.W. et FAIRBAIRN, H.W. (1955). — Experimental deformation of Hasmak dolomite. *Bull. geol. Soc. Amer.*, vol. 66, p. 1257-1273.
- HANDIN, J.W. et GRIGGS, D.T. (1951). — Deformation of Yule marble; Part II: Predicted fabric changes. *Bull. geol. Soc. Amer.*, vol. 62, p. 863-886.
- HANDIN, J. et HAGER, R.V. Jr. (1957). — Experimental deformation of sedimentary rocks under confining pressure: tests at room temperature on dry samples. *Bull. amer. Ass. Petrol. Geologists*, vol. 41, p. 1-50.
- HANDIN, J. et HAGER, R.V. Jr. (1958). — Experimental deformation of sedimentary rocks under confining pressure: tests at high temperature. *Bull. amer. Ass. Petrol. Geologists*, vol. 42, p. 2892-2934.
- HANDIN, J., HIGGS, D.V. et O'BRIEN, J.K. (1960). — Torsion of Yule marble under confining pressure. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, n° 79, p. 245-275.
- HANDIN, J., HIGGS, D.V., LEWIS, D.R. et WEYL, P.K. (1957). — Effects of gamma radiation on the experimental deformation of calcite and certain rocks. *Bull. geol. Soc. Amer.*, vol. 68, p. 1203-1224.
- HANKE, I. (1959). — Ermittlung der Störstellenverteilung in Kalzitkristallen mit Hilfe von Phasen-Kontrast- und Interferenzverfahren. *Phys. Verh., Dtsch.*, 10, p. 169-70.
- HANKE, I. (1961). — Störstellen in Kalzitkristallen. I. Teil: Nachweis von ätzempfindlichen Störstellen und ihre Verteilung auf unbearbeiteten Rhomboederspaltflächen. *Acta phys. austr.*, 14, p. 1-21.
- HATA, S. (1933). — On the minor constituents of thermoluminescent calcite. *Sci. Papers Inst. phys. chem. Res., Jap.*, vol. 20, p. 163-169 (M.A. 5-344).
- HEARMON, R.F.S. (1946). — The elastic constants of anisotropic materials. *Rev. mod. Phys.*, 18, p. 409-440.
- HEIM, A. (1878). — Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung. Basel.
- HENRY, N.F.M., LIPSON, H. et WOOSTER, W.A. (1951). — The interpretation of X-ray Diffraction photographs. London, Macmillan Book C°.

- HIGGS, D.V., FRIEDMAN, M. et GEBHART, J.E. (1960). — Petrofabric analysis by means of the X-ray diffractometer. *Geol. Soc. Amer., Mem.* n° 79, p. 275-292.
- HILTROP, C.L. et LEMISH, J. (1958). — Statistical relationship of pore-size distribution to the petrography of some carbonate rocks. *Bull. geol. Soc. Amer.*, vol. 69, p. 1583.
- HO, T.L. (1947). — Petrofabric analysis by means of X-ray. *Bull. geol. Soc. China*, 27, p. 389.
- HOLT, R.B. (1948). — Petrofabric as applied to limestone reservoir problem. *Bull. geol. Soc. Amer.*, vol. 59, p. 1399.
- HOPKINS, H.G. (1936). — The surface structure of polished cleavage faces of calcite. *Philos. Mag., G.B.*, vol. 21, p. 820-829.
- HOUTERMANS, F.G. (1960). — Thermoluminescence glow curves as a research tool on the thermal and radiation history in geologic settings. *Summer course on nucl. Geol., Varenna; Lab. géol. nucl. Pise*, éd. 1962, p. 233-253.
- HUBBERT, M.K. et RUBEY, W.W. (1959). — Mechanics of fluid-filled porous solids and its application to overthrust faulting. *Bull. geol. Soc. Amer.*, vol. 70, p. 115-166.
- IDE, J.M. (1936). — Comparison of statically and dynamically determined Young's modulus of rocks. *Proc. Nation. Acad. Sci., U.S.A.*, vol. 22, p. 81-92.
- IMORI, S. (1933). — The thermoluminescence spectrum of calcite. *Sci. Papers. Inst. phys. chem. Res., Jap.*, vol. 20, p. 274 (MA. 5-345).
- INGERSON, E. (1944). — Why petrofabrics? *Trans. amer. geophys. Un.*, vol. 25, p. 636-652.
- JETTER, L.K. et BORIE, B.S., Jr. (1953). — Method for the quantitative determination of preferred orientation. *J. appl. Phys., U.S.A.*, vol. 24, p. 532-535.
- JOHNSON, N.M. et DANIELS, F. (1961). — Luminescence during annealing and phase change in crystals. *J. chem. Phys., U.S.A.*, vol. 34, p. 1434-1439.
- JONES, K.A. (1959). — The significance of Schritteffekt in Petrofabric diagrams. *Amer. J. Sci.*, vol. 257, p. 55-62.
- KAEMMEL, T. (1955). — Untersuchungen im Thüringer Hauptgranitmassiv, besonders bei Suhl. *Geologie, Dtsch.*, Bd. 4, p. 194.
- KAISIN, M.F. (1927). — Déformation de plaques de marbre dans des monuments anciens de Bruges. *Ann. Soc. sci. Bruxelles*, t. 47, Sér. B, p. 192-194.
- KAMB, W.B. (1959). — Theory of preferred crystal orientation developed by crystallization under stress. *J. Geol., U.S.A.*, vol. 67, p. 153-70.
- KÁRMÁN, Th. von (1911). — Festigkeitsversuche unter allseitigem Druck. *V.D.I.Z., Dtsch.*, Bd. 55, p. 1749-1757.
- KATZ, M.L. et SSOLOMONIUK, R.E. (1939). — Ultraviolet Lumineszenz der bei Temperatur der flüssigen Luft röntgenisierten Na Cl-Kristalle. *Dokl. Akad. Nauk., S.S.S.R.*, t. 24, p. 683-686.
- KAYE, J. et LABY, T.H. (1911). — Physical and chemical constants, etc...
- KEITH, R.E. et GILMAN, J.J. (1960). — Dislocation etch pits and plastic deformation in calcite. *Acta Metallurg., U.S.A.*, vol. 8, n° 1, p. 1-10.
- KESSLER, D.W. (1919). — Physical and chemical properties of commercial marbles of the United States. *Bur. of Standard Techn. paper*, n° 128, 15 July.
- KICK, F. (1892). — Die Principien der mechanischen Technologie und der Festigkeitslehre. *V.D.I.Z., Dtsch.*, Bd. 36, p. 278.
- KING, L.V. (1912). — On the limiting strength of rocks under conditions of stress existing in the earth's interior. *J. Geol., U.S.A.*, p. 119-138.
- KLEEMAN, A.W. (1952). — Nomograms for correcting angle of tilt of the universal stage. *Amer. Mineralogist*, vol. 37, p. 115-117.
- KNOFF, E.B. (1943). — Fabric changes induced by experimental deformation of marble. *National Research Council Washington, Part I.*
- KNOFF, E.B. (1945). — Postwar study of experimentally deformed rocks. *Trans. amer. geophys. Un.*, vol. 26, p. 303-304.
- KNOFF, E.B. (1946). — Study of experimentally deformed rocks. *Science, U.S.A.*, vol. 103, p. 99-103.
- KNOFF, E.B. (1949). — Fabric changes in Yule marble after deformation in compression. *Amer. J. Sci.*, vol. 247, p. 433-461; 537-569.
- KNOFF, E.B. (1957). — Petrofabrics in structural geology. *Quart. Colorado Sch. Mines*, vol. 52, n° 3, p. 99.
- KNOFF, E.B. et INGERSON, E. (1938). — Structural Petrology. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, n° 6.
- KOLONTSOVA, E.V., SOROKINA, Yu. G. et TELEGINA, I.V. (1959). — Study of twinning in calcite crystal by means of an X-ray microbeam and etch figures. *Kristallografija, S.S.S.R.*, 4, p. 742.
- KOMOVSKII, G.F. (1961). — Thermoluminescence et âge des roches. *Priroda (Moscou)*, n° 5, p. 90-93.
- KONTOROVA, T.A. (1942). — The question of the existence of «transitional zone» in twinned crystals. *J. Exptl. theoret. Phys. (S.S.S.R.)*, 12, 1-2, p. 68-78.
- KOVELMAN, J.A. (1937). — Bending and plastic deformation of Stone. *Izvest-Akad. Nauk. S.S.S.R.*, vol. 10, p. 179-196.
- KRISHNAMURTHI, M. et BALAKRISHNA, S. (1953). — Measurement of ultrasonic velocities in some Indian rocks. *Proc. indian Acad. Sci., Sect. A.* vol. 38, p. 495-501.
- LACROIX, A. (1909). — Minéralogie de la France et de ses colonies. *Beranger, éd. Paris*, t. III, 2° partie, p. 441.
- LADURNER, J. (1950). — Beiträge zur Typisierung von Quarzfalten. *Miner. petrogr. Mitt... Osterr.*, 3, Bd. 2, p. 47-66.
- LADURNER, J. (1952). — Zur Kenntnis von Korundgefüge (Achsenverteilungsanalyse an Naxos-Smirgel). *Neues. Jb. Mineral. Abh., Dtsch.*, Bd. 84.
- LADURNER, J. (1954). — Beiträge zur Typisierung von Falten, II : Calcitfalten. *Miner., petrogr. Mitt... Osterr.*, 3, Bd. 4, p. 34-44.
- LEHMANN, O. (1903). — Plastische fließende und flüssige Krystalle; erzwungene und spontane Homöotropie derselben. *Ann. Phys., Dtsch.*, 12, p. 311.
- LEITH, C.K. (1905). — Rock cleavage. *Geol. Surv. Bull., U.S.A.*, n° 239.

- LEPPER, H.A. (1949). — Compression tests on oriented specimen of Yule marble. *Amer. J. Sci.*, vol. 247, p. 570-574.
- LEVERENZ, H.W. (1950). — Introduction to the luminescence of solids. N.-Y. John Wiley and Sons, Inc.
- LEWIS, D.R. (1956). — The thermoluminescence of dolomite and calcite. *J. phys. Chem., U.S.A.*, vol. 60, p. 698-701.
- LOWE, K.E. (1946). — Improved method of counting out petrofabric diagrams. *Bull. geol. Soc. Amer.*, vol. 57, p. 1215.
- Mac DONALD, G.J.F. (1957a). — Thermodynamics of solids under non-hydrostatic stress with geological applications. *Amer. J. Sci.*, vol. 255, p. 266-281.
- Mac DONALD, G.J.F. (1957b). — Orientation of anisotropic minerals in a stress field (Abstract). *Bull. geol. Soc. Amer.*, vol. 68, p. 1762.
- Mac DONALD, G.J.F. (1960). — Orientation of anisotropic minerals in a stress field. *Geol. Soc. Amer., Mem.*, n° 79, p. 1-8.
- Mac INTYRE, D.B. et TURNER, F.J. (1953). — Petrofabric analysis of marbles from Mid-Strathspey and Strathavon. *Geol. Mag., G.B.*, vol. 90, p. 225-240.
- MATHEU, J.P. (1945). — Spectres de vibrations et symétrie des molécules et des cristaux. *Hermann, éd. Paris*.
- MATHEU, J.P. (1955). — Spectre infrarouge en lumière polarisée et structure des cristaux. N° 3 du supplément à *Nuovo Cimento, Ital.*, vol. 2, p. 620-628.
- MATOSI, F. et DANE, F. (1927). — Reflexion, Dispersion und Absorption von Kalkspat im Absorptionsgebiet bei 7 μ . *Z. Phys., Dtsch.*, Bd. 45, p. 501-507.
- MEDLIN, W.L. (1959). — Thermoluminescent properties of calcite. *J. chem. Phys., U.S.A.*, vol. 30, n° 2, p. 451-458.
- MELLIS, O. (1942). — Gefügediagramme in stereographischer Projektion. *Z. Kristallogr., Dtsch.*, Bd. 53, p. 330-353.
- MERRILL, G.P. (1898). — The physical chemical and economic properties of building stones. *Maryland geol. Surv.*, vol. 2, p. 47-123.
- MESNAGER, A. (1912). — Sur une méthode expérimentale pour déterminer à l'avance des tensions qui se produisent dans les constructions. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, t. 155, p. 1071-1072.
- MESNAGER, A. (1930). — Sur la détermination optique des tensions intérieures dans les solides à trois dimensions. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, vol. 190, p. 1249.
- MITSCHERLICH, E. (1824). — Über das Verhältnis der Form der krystallisierten Körper zur Ausdehnung durch die Wärme. *Pogg. Ann.*, Bd. 1, p. 125-127.
- MITSCHERLICH, E. (1837). — Über die Bestimmung der Ausdehnung, krystallisierter Körper durch die Wärme. *Pogg. Ann.*, Bd. 41, p. 213-216.
- MITSCHERLICH, E. (1848). — Über d. Lichtbrech. durch d. Wärme. *Pogg. Ann.*, Bd. 41, p. 213.
- MOSEBACH, R. (1950). — Zur Bestimmung der Verschiebungsgeschwindigkeiten von Flächen optisch-anisotroper Kristalle. *Z. Naturforsch., A, Dtsch.*, p. 504.
- MOSEBACH, R. (1950). — Neue Ergebnisse zur Frage des Wachstums von Kristallen unter einseitigem Druck. *Fortschr. Mineral., Dtsch.*, Bd. 29, p. 25-33.
- MOSEBACH, R. (1950). — Mikroskopisch-optische Studien über die Wachstumsvorgänge an unter einseitigem Druck stehenden Kristallen in übersättigten Lösungen (nach Versuchen von W. Buss.). *Z. Naturforsch., A, Dtsch.*, p. 508.
- MOSEBACH, R. (1951). — Zur Petrographie der Dachschiefer des Hunsrück-Schiefers. *Z. dtsch. geol. Gesellsch.*, Bd. 103, p. 368-376.
- MÜGGE, O. (1898). — Über Translationen und verwandte Erscheinungen in Krystallen. *Neues Jb. Mineral. Geol. Paläontol.*, Bd. 1, p. 71-158.
- MURATA, K.J. (1947). — The sensitized luminescence of Manganese activated calcite. *J. applied Phys., U.S.A.*, vol. 18, p. 732-739.
- NADAI, A. (1950). — Theory of flow and fracture of solids. London, Mc. Graw-Hill Book C°, vol. I.
- NADAI, A.L. (1963). — Theory of flow and fracture of solids. London, Mc. Graw-Hill Book C°, vol. II.
- NADAI, A. et WAHL, A.M. (1931). — Plasticity, a mechanics of the plastic state of matter. London, Mc. Graw-Hill Book C°.
- NAKAYAMA, I. (1962). — Hinweis auf die Aufzählung der Buchliteratur zur Gefügekunde. *Internation. geol. Rev.*, vol. 4, p. 88.
- NIKITIN, W. (1936). — Die Federow-Methode. Trad. française par L. Duparc et V. de Dervies, Genève, Paris, Liège, 1914.
- NISI (1913-1914). — Tokyo math. phys. Soc. Proc., 2d séries, 7, p. 97.
- OLDENBURG, H. (1705). — Thermolumineszenz des Fluorits. *Phil. Trans. Abrdg.*, 3, p. 345, (nach Kayser's Handb. d. Spektroskopie), 4.
- OROWAN, E. (1949). — Fracture and Strength of solids. *Rep. Progr. Phys., G.B.*, vol. 12, p. 185-232.
- PANDYA, N.S. et PANDYA, J.R. (1959). — Etching of calcite. *Nature, G.B.*, vol. 184, p. 894.
- PATEL, A.R. et GOSWAMI, K.N. (1962). — Etching on Calcite cleavages. *Acta Crystallogr., Danem.*, vol. 15, p. 47.
- PATERSON, M.S. (1959). — Experimental deformation and faulting in Wombeyan marble. *Bull. geol. Soc. Amer.*, vol. 69, p. 465-475.
- PATERSON, M.S. (1959). — X-ray line broadening in plastically deformed calcite. *Philos. Mag., G.B.*, vol. 4, p. 451-466.
- PFEFFERKORN, G. et WESTERMANN, H. (1950). — Ätzfiguren auf Kalkspat im submikroskopischen Gebiet. *Neues Jb. Mineral. Monatsh., Dtsch., A*, p. 97.
- PFEFFERKORN, G. (1950). — Elektronenmikroskopische Untersuchungen an Kalkspat und dessen Realkristallbau. *Optik, Dtsch.*, Bd. 7, p. 208-216.
- PLATEAU, J., HENRY, G. et CRUSSARD, C. (1956). — Etude morphologique des surfaces de rupture par microscopie électronique (microfractographie). *Rev. Univers. Mines, Belg.*, t. 12, p. 543.
- PLATEAU, J., HENRY, G. et CRUSSARD, C. (1957). — Quelques nouvelles applications de la microfractographie. *Rev. Metal., Fr.t.* 54, p. 200-216.

- PRASADA RAO, G.H.S.V. (1947). — Anisotropy in the elastic behaviour of rocks. *Proc. Indian Acad. Sci., sect. A*, vol. 25, p. 238-246.
- PRICE, N.J. (1958). — A study of rock properties in conditions of triaxial stress. *Mechanical properties of non-metallic brittle materials*, London.
- PRICE, N.J. (1959). — Mechanics of Jointing in Rocks. *Geol. Mag., G.B.*, vol. 96, p. 149-167.
- PRINGSHEIM, P. (1928). — Fluoreszenz und Phosphoreszenz. *Springer, Berlin*.
- PRUVOST, P., GLANGEAUD, L. et ROUTHIER, P. (1960). — L'écorce terrestre. Introduction à la Géologie. *Sté Nle de l'Encyclopédie française*, 134 p., Larousse, éd., Paris.
- PRZIBRAM, K. (1953). — Verfärbung und Lumineszenz. *Springer, Wien*, translated and revised in collaboration with the author by Espenett Caffyn. *London and New-York, Pergamon Press*.
- RAETHER, H. (1933). — Elektroneninterferenzen an mechanisch bearbeiteten Oberflächen. *Z. Phys., Dtsch.*, Bd. 86, p. 82-104.
- RAIS, G.B. (1957). — Dislocations in mechanically-twinned calcite crystals. *Dokl. Akad. Nauk, S.S.S.R.*, t. 117, p. 419-422.
- RAIS, G.B. (1958). — Distortion of the crystal lattice on the twin boundary of a mechanically twinned calcite crystal. *Kristallografija, S.S.S.R.*, 3, p. 325.
- RAMSAUER, H. (1941). — Achsenverteilungsanalysen an Quarz-Tektoniten. *Inaugural-Dissertation, Innsbruck*.
- RANDALL, J.T. et WILKINS, M.H.F. (1945). — Phosphorescence and electron traps. *Proc. r. Soc., Ser. A, G.B.*, vol. 184, p. 365-407.
- READ, W.T. (1956). — Dislocations in crystals, *traduit par P. Coulomb, Dunod, éd. Paris*.
- READ, W.T. et SHOCKLEY, W. (1950). — Dislocation models of crystal grain boundaries. *Phys. Rev., U.S.A.*, t. 78, p. 275-289.
- READE, T.M. (1886). — The origin of Mountain Ranges.
- REGEL', V.R., URUSOVSKAJA, A.A. et KOLOMISCHUK, V.N. (1959). — Mise en évidence de l'apparition des dislocations sur la surface d'un cristal par corrosion. *Kristallografija, S.S.S.R.*, 4, p. 937-955.
- RIECKE, E. (1895). — Über das Gleichgewicht zwischen einem festen, homogen deformierten Körper und einer flüssigen Phase insbesondere über die Depression des Schmelzpunktes durch einseitige Spannung. *Ann. Phys., Dtsch.*, 54, p. 731.
- ROBERTSON, E.C. (1951). — New mechanical twinning in calcite. *Bull. geol. Soc. Amer.*, vol. 62, p. 1472.
- ROBERTSON, E.C. (1952). — Ph. D. Thesis, Harvard Univ.
- ROBERTSON, E.C. (1955). — Experimental study of the strength of rocks. *Bull. geol. Soc. Amer.*, vol. 66, p. 1275-1314.
- RÖS, H.C. et EICHINGER, A. (1926). — Versuche zur Klärung der Frage der Bruchgefahr. *Eidgen. Material Prüfungsamt, Zürich*.
- ROSENHOLTZ, J.L. et SMITH, D.T. (1949). — Linear thermal expansion of calcite, variety Iceland spar and Yule Marble. *Amer. Mineralogist*, vol. 34, p. 846.
- ROSENHOLTZ, J.L. et SMITH, D.T. (1951). — The directional concentration of optic axes in Yule marble. *Amer. J. Sci.*, vol. 249, p. 377-384.
- ROSENTHAL, D. et KAUFMAN, M. (1952). — X-ray line broadening of plastically deformed marble. *J. appl. Phys., U.S.A.*, vol. 23, p. 600-601.
- ROUCHET, M. (1937). — Contribution à l'étude des déformations plastiques. 41^e Bull. Ass. tech. marit. aéronaut., Fr., n° 726, p. 329.
- RUGE, A.C. (1939). — Brevet américain n° 2.321.322, demandé en 1939, obtenu en 1943.
- SAAS, R.L., VIDALE, R. et DONOHUE, J. (1957). — Interatomic distances and thermal anisotropy in sodium nitrate and calcite. *Acta crystallogr., Danem.*, vol. 10, p. 567-570.
- SANDER, B. (1911). — Über Zusammenhänge zwischen Teilbewegung und Gefüge in Gesteinen. *Miner. petrogr. Mitt. Osterr.*, Bd. 30, p. 281-315.
- SANDER, B. (1915). — Über einige Gesteinsgefüge. *Miner. petrogr. Mitt., Osterr.*, Bd. 33.
- SANDER, B. (1930). — Gefügekunde der Gesteine. *Springer, Berlin*.
- SANDER, B. (1934). — Fortschritte der Gefügekunde der Gesteine. Anwendungen, Ergebnisse, Kritik. *Forts. Mineral. Kristallogr. Petrog., Dtsch.*, Bd. 18, p. 111-170.
- SANDER, B. (1948). — Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. Bd. I, 1948, Bd. 1950. *Springer, Innsbruck-Wien*.
- SANDER, B., FELKEL, E. et DRESCHER, F.K. (1929). — Festigkeit und Gefügeregel am Beispiele eines Marmors. *Neues Jb. Mineral, Beilageband 59, Abt. A*, p. 1.
- SANDER, B., KASTLER, D. et LADURNER, J. (1954). — Zur Korrektur des Schnitteffektes in Gefüge diagrammen heterometrischer Körner. *Sitz.-Ber. österr. Akad. Wissensch., Wien, Abt. I*, Bd. 163, p. 401-424.
- SANDER, B. et SACHS, G. (1930). — Zur röntgenoptischen Gefügeanalyse von Gesteinen. *Z. Kristallogr., Dtsch. Abt. A*, Bd. 75, p. 550-571.
- SANDER, B. et SCHMIDEGG, O. (1926). — Zur petrographisch tektonischen Analyse III. *Jb. geol. Bundesanstalt, Wien*, Bd. 76, p. 354-404.
- SAUCIER, H. et DUPUY, C. (1961). — Mise en évidence, dans les cristaux ioniques de charges électriques le long des plans de glissement. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, t. 252, p. 1039-1041.
- SAUSSURE, H.B. de (1803). — Voyage dans les Alpes. *Neufchâtel*, t. I, p. 330-335.
- SCHAEFER (1942). — *Dissertation Strasbourg*.
- SCHÄFFLER-ZOZMANN, I. (1955). — Gefügeanalysen an Quarzfalten. *Neues Jb. Mineral. Abh., Dtsch.*, Bd. 87, p. 321-350.
- SCHMIDEGGER, A.E. (1958). — Principles of Geodynamics. *Springer, Berlin-Göttingen-Heidelberg*.
- SCHMID, E. et BOAS, W. (1950). — Plasticity of crystals. *London, Hughes*, 353 p.
- SCHMIDT, W. (1925). — Gefügestatistik. *Miner. petrogr. Mitt., Osterr.*, Bd. 38, p. 392-423.
- SCHÜLLER, I. (1955). — Achsenverteilungsanalyse eines Glimmermarmors (Thauernhülle Glocknerstrasse). *Jb. geol. Bundesanstalt, Wien*, Bd. 98, H. 1, p. 21-31.

- SELLA, C. et DEICHA, G. (1962). — Etude au microscope électronique des pores intergranulaires des gangues et des roches. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, t. 254, p. 2796-2798.
- SHOCKLEY, W. (1952). — *Conférence Pittsburgh, O.N.R.*
- SILVERMAN, E.N. (1955). — X-ray diffraction study of orientation in Chattanooga shale: *Master's Thesis, Pennsylvania State Univ.*
- SITTER, L.U. de (1952). — Laboratory experiments on strain of rock specimen. *Geol. en Mijnbouw, Nederl., Nw Ser.*, 14^e Jaargang, Nr. 1, p. 8-18.
- SITTER, L.U. de (1956). — *Structural Petrology. N.-Y. Mc Graw-Hill Book C°.*
- SMITH, C.S. (1952). — Metal interfaces. *Seminar Cleveland, Ohio.*
- SOUDER, W.H. et HIDNERT, P. (1919). — Thermal expansion of insulating materials. *Sci. papers Bureau Standard*, n° 15, p. 387-417.
- STANLEY, R.C. (1959). — Etch pits on calcite cleavage faces. *Nature, G.-B.*, vol. 183, p. 1548.
- STARK, J. (1915). — Bericht über die Verbreiterung von Spektrallinien. *Jb. Radioakt. u. Elektr.*, 12, p. 349-440.
- STARTSEV, V.I., BENGUS, V.Z. et SOIFER, L.M. (1960). — The formation of dislocations in the twinning of calcite. *Kristallografija, S.S.S.R.*, 5, p. 737-743.
- STRAKHOV, N.M. (1957). — Méthodes d'études des roches sédimentaires. Moscou; trad.: *Ann. Serv. Inf. géol. du B.R.G.M. Fr.*, (1958), n° 35, 2 t.
- TALOBRE, J. (1957). — La mécanique des roches. *Dunod, éd., Paris.*
- TARDY, H.L. (1929). — Méthode pratique d'examen et de mesure de la biréfringence des verres d'optique. *Rev. optique, Fr.*, p. 59-69.
- TAYLOR, G.I. (1938). Plastic strain in metals. *J. Inst. Metals, G.B.*, vol. 62, p. 307-324.
- TERTSCH, H. (1949). — Die Festigkeitserscheinungen der Kristalle. *Springer, Wien.*
- TOLANSKY, S. (1948). — Multiple beam interferometry of surface and thin films. *O.U.P.*
- TRENER, G.B. (1906). — Geologische Aufnahme im nördlichen Abhange der Presanellagruppe. *Geol. Reichsanstalt. Jb.*, p. 453-470.
- TURNER, F.J. (1948). — Note on the tectonic significance of deformation lamellae in quartz and calcite. *Trans. amer. geophys. Un.*, vol. 29, p. 565-569.
- TURNER, F.J. (1948). — Mineralogical and structural evolution of the metamorphic rocks. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, n° 30.
- TURNER, F.J. (1949). — Preferred orientation of calcite in Yule marble. *Amer. J. Sci.*, vol. 247, p. 593-621.
- TURNER, F.J. (1952). — Interpretation of marble fabrics in the light of recent experimental deformation. 19^e Congr. geol. intern., Alger, sect. III, fasc. III, p. 95-111.
- TURNER, F.J. (1953). — Nature and dynamic interpretation of deformation lamellae in calcite of three marbles. *Amer. J. Sci.*, vol. 251, p. 276-298.
- TURNER F.J. et CH'IH C.S. (1951). — Deformation of Yule marble, Part III: Observed fabric changes due to deformation at 10 000 atmospheres. *Bull. geol. Soc. Amer.*, vol. 62, p. 887-906.
- TURNER, F.J., GRIGGS, D.T. et CH'IH, C.S. (1950). — Fabric of Yule marble deformed experimentally at ordinary temperatures in absence of water. *Bull. geol. Soc. Amer.*, vol. 61, p. 1512, Rés. communic.
- TURNER, F.J., GRIGGS, D.T., CLARK, R.H. et DIXON, R.H. (1956). — Deformation of Yule marble, Part. VII: Development of oriented fabrics at 300°C-500°C. *Bull. geol. Soc. Amer.*, vol. 67, p. 1259-1294.
- TURNER, F.J., GRIGGS, D.T. et HEARD, H. (1954). — Experimental deformation of calcite crystals. *Bull. geol. Soc. Amer.*, vol. 61, p. 1512, Rés. communic.
- TURNER, F.J. et VERHOOGEN, J. (1960). — Igneous and metamorphic Petrology. N.-Y. *Mc. Graw-Hill Book C°*, 2^e éd., 694 p.
- TURNER, F.J. et WEISS, L.E. (1963). — Structural analysis of metamorphic tectonites. N.-Y. *Mc. Graw-Hill Book C°*, 545 p.
- URBACH, F. (1926). — Über Lumineszenz und Absorption, insbesondere des mit Becquerelstrahlen behandelten Sylvins. *Sitz.-Ber. österr. Akad. Wissensch.*, Wien, II, a, Bd. 135, p. 149-185.
- URBACH, F. (1930). — Zur Lumineszenz der Alkalihalogenide. *Sitz.-Ber. österr. Akad. Wissensch.*, Wien, II, a, Bd. 139, p. 363.
- VOLL, G. (1960). — New works on petrofabrics. *Liverpool Manchester geol. J.*, vol. 2, n° 3, p. 503-567.
- WATTS, H. (1959). — Etch pits on calcite cleavage faces. *Nature, G.B.*, vol. 183, p. 314.
- WHEELER, N.E. (1910-1911). — On the thermal expansion of rocks at high temperatures. *Trans. r. Soc. Canada, Sect. III*, (3), vol. 4, p. 19-44.
- WILLIAMS, W.M. et SMITH, C.S. (1952). — A study of grain shape in an Aluminium alloy and other applications of stereoscopic microradiography. *J. Metals, U.S.A.*, vol. 4, p. 755-765.
- WINCHELL, H. (1937). — A new method of interpretation of petrofabric diagrams. *Amer. Mineralogist.*, vol. 22, p. 15-36.
- WINCHELL, H. (1956). — The unit cells of calcite. *Amer. J. Sci.*, vol. 254, p. 65-70; 260.
- WINKLER, H.G.F. (1955). — Struktur und Eigenschaften der Kristalle. *Springer, Berlin.*
- WINSLOW, A. (1892). — An illustration of the flexibility of limestone (white crystalline). *Amer. J. Sci.*, vol. 43, p. 133-134.
- WOOD, W.H. et JIZBA, Z.V. (1950). — Effects of grain elongation on fabric diagrams. *Bull. geol. Soc. Amer.*, vol. 61, p. 1534-1535.
- WOOSTER, W.A. (1949). — Crystal physics. *Univ. Press, Cambridge.*
- ZANDMAN, F. (1956). — Mesure des déformations élastiques et plastiques et des dislocations cristallines par vernis photoélastiques. *Rev. Metal., Fr.*, t. 53, p. 638.
- ZAPFFE, C.A. et CLOGG, M., Jr. (1945). — Fractography, a new tool for metallurgical research. *Trans. amer. Soc. Metals*, vol. 34, p. 71-97.
- ZAPFFE, C.A., LANDGRAF, F.K. et WORDEN, C.O. (1948). — Fractography. The study of fractures at high magnification. *Iron Age, U.S.A.*, 161, n° 14, p. 76-82.

- ZAPFFE, C.A. et WORDEN, C.O. (1949). — Fractography as a technique in crystal chemistry. *Acta crystallogr., Danem.*, vol. 2, p. 377-382.
- ZAPFFE, C.A., WORDEN, C.O. et ZAPFFE, C. (1951). — Fractography as a mineralogical technique. *Amer. Mineralogist.*, vol. 36, p. 202-232.
- ZELBSTEIN, U. (1956). Technique et utilisation des jauges de contrainte. *Dunod, éd., Paris*.
- ZELLER, E.J. (1952). — Thermoluminescence as a radiation damage. Method of geologic age determination in carbonate sediments. 19^e Congr. géol. Intern., Alger, sect. XII, fasc. XII, p. 365-373.
- ZELLER, E.J. (1954). — Thermoluminescence of carbonate sediments. *Nucl. geol.*, edited by Henry Faul, N.-Y., John Wiley and sons, Inc., p. 180-188.
- ZELLER, E.J. et PEARN, W.C. (1960). — Determination of past Antarctica climate by thermoluminescence of rocks. *I.G.Y. Bull.* 33.
- ZELLER, E.J. et RONCA, L.B. (1962). — New developments in the thermoluminescence method of geologic age determination. *Symposium on Radioactive dating. Athens, Greece*.
- ZELLER, E.J. et RONCA, L.B. (1963). — Reversible and irreversible thermal effects on the thermoluminescence of limestone. *Earth Sci. and Meteoritics*, chap. XV.
- ZELLER, E.J., WRAY, J.L. et DANIELS, F. (1955). — Thermoluminescence induced by pressure and crystallisation. *J. chem. Phys., U.S.A.*, vol. 23, p. 2187.
- ZELLER, E.J., WRAY, J.L. et DANIELS, F. (1957). — Factors in age determination of carbonate sediments by thermoluminescence. *Bull. amer. Ass. Petrol. Geologist*, vol. 41, p. 121-129.
- ZISMAN, W.A. (1933). — Young's modulus and Poisson's ratio with reference to geophysical applications. *Proc. Nation. Acad. Sci., U.S.A.*, vol. 19, p. 653-679.

INDEX ALPHABÉTIQUE

- Acceglio (zone d') : 31, 54, 55, 58, 66, 102, 103, 115, 131, 132, 137, 140, 145.
- Achsenverteilungsanalyse (A.V.A.)* : 93.
- Allos (27) : 58, 130, 140, 145.
- » (28) : 58, 130, 140, 145.
- » (30) : 59, 130, 139, 145.
- » (31) : 59, 130, 145.
- Anisotropie cristalline : 16, 22, 40, 41, 91, 99, 132.
- Anisotropie des roches : 41, 66, 74, 77, 91, 94, 98, 101, 102, 110, 111, 115, 130, 131, 145, 146.
- Astérisme : 117, 118.
- Axes structurologiques *a*, *b*, *c* : 66.
- Baronnies (Serres) (40-42) : 61, 102, 145.
- Besançon (région de) (55) : 64, 135, 140.
- » (56) : 29, 30, 31, 64, 114, 116, 135, 140.
- » (57-58) : 64, 140.
- Biréfringence : 14, 16.
- Bochaîne (37-39) : 60, 67, 102, 146.
- Calcaires à zones siliceuses
- Belvédère du Pelvoux (17) : 31, 55, 56, 66, 102, 115, 118, 140, 145.
- Guil (15) : 55, 102, 103, 145.
- Le Moutet (19) : 56, 66, 102, 140, 145.
- Piolit (20) : 31, 56, 102, 103, 104, 139, 145.
- Réotier (16) : 55, 66, 145.
- Serre de la Bâtie (18) : 56, 102, 140, 145.
- Calcaire lithographique de Solenhofen : 30, 33, 40, 45, 47, 48, 113, 118.
- Calcite monocristalline : 10, 11, 13-26, 27, 28, 29, 30, 32, 33, 34, 35, 38, 39, 67, 69, 77, 78, 79, 83, 84, 85, 87, 95, 98, 99, 101, 108, 117, 119, 123, 126, 129, 144.
- Canaveilles (52) : 31, 32, 63, 102, 103, 114, 116, 140, 145.
- Carbonate de calcium : 13, 18, 65, 67, 126, 128, 135, 139.
- Cataclastique (structure, texture) : 42, 45, 54, 57, 61, 66, 130, 140.
- Centres de recombinaison, Centres luminogènes : 121, 122, 123, 124, 126.
- Cima Piconiera (29) : 59, 140.
- Clivage : 14, 15, 21, 22, 25, 27, 40, 44, 62, 63, 66, 82, 83, 84, 85, 86, 87, 88, 89, 90, 92, 96, 99.
- Clot des Adrets (36) : 60, 101, 102, 145.
- Cohésion : 15, 16, 19, 28, 29, 35, 66, 67, 72, 79, 89, 105, 117, 144.
- Compaction : 30, 46, 77, 131.
- Conductibilité thermique : 16.
- Contraste de phases : 22.
- Corrosion : 17, 21, 24, 28, 32, 42, 71, 81, 83, 84, 85, 86, 87, 88, 89, 90, 119.
- Couverture (décollement, glissement, plissement) : 55, 58, 59, 60, 64, 101.
- Craie du bassin de Paris (61) : 34, 65, 125, 130, 131, 138.
- Debye-Scherrer (méthode) : 113, 114, 116.
- Déclin de la luminescence : 126, 128, 130, 132, 133, 136, 137, 138, 139.
- Décomposition thermique : 16, 18, 22, 32, 40.
- Décoration des dislocations : 22.
- Défauts : 17, 19, 21, 26, 71, 83, 132, 143, 144.
- Déformation expérimentale : 23, 24, 25, 33, 34, 35, 36, 37, 38, 39, 40, 41, 42, 43, 44, 45, 46, 47, 48, 49, 77, 95, 113, 118, 119, 123, 128, 129, 143, 144.
- Déformation naturelle : 25, 34, 35, 39, 40, 44, 45, 46, 47, 48, 113, 117, 119, 123, 143, 144.
- Densité réticulaire : 15, 19, 20, 25.
- Diagrammes d'orientation optique : 93, 94, 95, 99, 101.
- Diffraction des rayons X : 14, 113-119, 144.
- Diffraction électronique : 14, 84, 116.
- Diffusion solide : 29, 39, 40, 41.
- Dilatation (*s.l.*) : 16, 78, 99-111, 115, 138, 144, 146.
- Dilatation résiduelle : 103, 104.
- Dilatométrie : 32, 77, 91, 96, 99-111, 115, 116, 130, 132, 138, 139, 144, 145.
- Dislocations : 19, 20, 21, 22, 25, 26, 28, 29, 32, 34, 35, 38, 42, 47, 48, 67, 83, 86, 90, 117, 119, 122, 123, 124, 126, 129, 131, 138, 143.
- Dissolution : 17, 19, 22, 23, 40, 49, 53, 54, 56, 64, 66, 67, 143.
- Distorsion du réseau : 20, 26, 38, 42, 43, 63, 117-119, 123, 129, 143, 144.
- Durcissement : 25, 29, 32, 38, 42, 47.
- Dureté : 30.
- Ecroûissage : 25, 29, 38.
- Elargissement des raies de diffraction : 42, 118, 119.
- Elasticité : 9, 15, 17, 20, 22, 28, 29, 34, 36, 40, 41, 77, 111.
- Energie : 10, 17, 19, 20, 21, 25, 26, 28, 32, 34, 35, 40, 42, 43, 45, 51, 67, 69, 77, 83, 117, 118, 121, 122, 128, 137, 143, 144, 145.
- Espaces intergranulaires : 29, 30, 71, 99.
- Expériences de rupture : 71-75, 144.
- Extinction roulante : 38, 40, 52, 53, 54, 55, 57, 58, 61, 62, 63, 64, 82, 132, 133, 140.
- Figures de corrosion : 17, 21, 24, 28, 71, 83, 84, 85, 86, 87, 88, 89, 90.
- Figures de percussion : 21, 22.
- Fluides : 23, 28, 29, 30, 35, 39, 40, 41, 44, 46, 47, 48, 49, 64, 72, 73, 74, 75, 98, 99, 104.

- Fractographie : 84.
Fusion : 16.
- Glissement intracristallin (*s.L.*) : 19, 20, 21, 23, 24, 25, 26, 33, 34, 35, 36, 37, 38, 39, 44, 47, 48, 49, 143.
Glissement par translation : 14, 15, 19, 20, 21, 24, 25, 34, 35, 36, 37, 38, 39, 123, 129, 143, 144.
Goux-les-Usiers (60) : 65, 81, 82, 102, 140, 145.
Gradins de clivage : 82, 83, 88, 89.
- Impuretés : 17, 18, 20, 21, 25, 27, 29, 30, 32, 35, 42, 43, 47, 48, 77, 79, 83, 86, 99, 122, 123, 124, 126, 132, 133.
Interférométrie : 22, 83, 99.
Irradiation artificielle : 122, 123, 126, 128, 129, 132, 133, 134, 135, 136, 137, 138, 139, 146.
Irradiation naturelle : 122, 123, 126, 127, 128, 130, 134, 136, 137, 138, 139.
- Jauges électriques : 100, 105-110.
Joints de macle : 21, 40, 83, 88.
Joints intergranulaires : 27, 28, 30, 34, 35, 38, 42, 43, 47, 62, 67, 71, 74, 81, 82, 83, 88.
- La Chaumie (32) : 31, 59, 102, 103, 104, 146.
» (33) : 59, 102, 103, 104, 146.
» (34) : 59, 102, 103, 104, 146.
La Loue (source de) (59) : 64, 65, 101, 102.
Lamelles (de clivage, de maclage) : 24, 25, 27, 34, 35, 36, 37, 40, 42, 44, 62, 63, 66, 67, 82, 94.
La Posterle (35) : 31, 60, 66, 82, 139, 140, 145.
Liaisons intergranulaires : 29, 34, 71, 79, 144.
Liaisons interioniques : 14, 15, 16, 19, 20, 117.
Limite élastique : 22, 34, 41, 145.
Lochseitenkalk (43) : 31, 61, 66, 102, 130, 140.
Luminescence : 18, 32, 69, 119, 121, 140.
- Maclage : 14, 15, 19, 21, 23, 24, 25, 27, 30, 34, 35, 36, 37, 38, 39, 40, 42, 47, 48, 54, 58, 62, 63, 66, 67, 82, 83, 87, 88, 92, 94, 96, 118, 119, 123, 129, 143, 144.
Marbre de Carrare (*s.L.*) : 30, 34, 62, 99.
Corchia (47) : 62, 133.
Olmo (45) : 31, 62, 83, 87, 88, 90, 96, 101, 103, 104, 140.
Scaloni (46) : 62, 73, 74, 78, 79, 102, 103.
Seraversa (48) : 62, 126.
- Marbre de Guillestre
Acceglio (11) : 31, 54, 66, 102, 103, 115, 132, 140, 145.
Acceglio (12) : 54, 66, 132, 140, 145.
Acceglio (13) : 55, 102, 131, 132, 133, 135, 137, 140, 145.
Bramousse (7) : 31, 53, 102, 103, 104, 133, 135, 136, 140, 145.
Garnier (3) : 31, 32, 52, 53, 54, 55, 67, 78, 79, 83, 88, 89, 90, 97, 102, 104, 108, 114, 115, 116, 131, 132, 135, 136, 137, 140, 145.
Garnier (4) : 53, 78, 79, 103, 135, 136, 137, 140, 145.
Guillestre (2) : 52, 101, 102, 103, 104, 115, 127, 130, 131, 132, 139, 145.
Infernet (9) : 54, 102, 135, 136, 137, 140, 145.
Infernet (10) : 54, 102, 136, 145.
La Lauze (5) : 31, 53, 54, 102, 103, 104, 132, 133, 135, 136, 137, 140, 145.
La Lauze (6) : 53, 132, 135, 136, 137, 140, 145.
Rasis (8) : 31, 53, 97, 135, 137, 140, 145.
Roche Chevalière (14) : 55, 102, 130, 140, 145.
Saint-Crépin (1) : 31, 52, 133, 135, 136, 139, 145.
- Marbre de Montani (44) : 61, 66, 78, 79, 94, 97, 101, 102, 108.
Marbre de Mosset (53) : 31, 63, 83, 87, 88, 90, 94, 102, 103, 104, 140.
Marbre de Saint-Béat (54) : 31, 32, 64, 66, 78, 79, 95, 96, 97, 99, 101, 102, 103, 104, 108, 109, 110, 115, 133, 134, 140.
Marbre de Sivac (51) : 30, 62, 72, 73, 78, 79, 82, 83, 101, 102, 103.
- Marbre de Yule : 33, 34, 35, 36, 38, 40, 41, 43, 44, 45, 47, 48, 99, 113, 118, 123, 129.
- Marbres en plaquettes
Acceglio (26) : 58, 66, 137, 140, 145.
Guil (22) : 57, 145.
Guil (23) : 57, 66, 130, 140, 145.
Guil (24) : 57, 145.
Guil (25) : 31, 57, 58, 66, 67, 82, 83, 88, 89, 102, 114, 116, 140, 145.
Saint-Crépin (21) : 57, 102, 140, 145.
- Métamorphisme : 35, 39, 41, 42, 43, 48, 49, 53, 54, 58, 62, 63, 64, 90, 103, 126, 132, 133, 136, 143.
Microfractographie : 84, 85, 90.
Microplis : 43, 54, 55, 56, 57, 59, 60, 63, 65, 66, 82, 95, 111, 118, 139, 140, 145, 146.
Microscopie électronique : 28, 29, 42, 47, 71, 81-90, 116, 144.
Microscopie optique : 9, 10, 16, 21, 22, 27, 36, 40, 53, 54, 57, 66, 77, 81, 82, 83, 84, 85, 90, 91-96, 101, 110, 111, 113, 115, 116, 144.
Module d'Young : 15, 29.
Morighion di Penna (49) : 31, 62, 134, 135, 138, 139.
Mouvement intergranulaire : 33, 34, 35, 38, 39, 40, 44, 47, 48, 49, 67, 103, 143.
- Niveaux d'énergie : 10, 117, 121, 122, 128, 143, 145.
Noyaux de recristallisation : 39, 40, 41, 42.
- Orientation préférentielle : 9, 17, 30, 36, 37, 41, 44, 45, 61, 66, 67, 69, 74, 78, 79, 91, 92, 93, 94, 96, 97, 98, 100, 108, 111, 113, 115, 116, 132, 133, 144, 145.
- Pièges à électrons : 26, 121, 122, 126, 127, 128, 129, 132, 135, 136, 137.
Plans réticulaires : 14, 15, 19, 20, 21, 51, 67, 69, 91, 113, 114, 115, 117, 118, 131.
Platine universelle : 9, 16, 91, 92, 93, 144.
Plis de style parallèle : 95, 96, 145.
Plis de style semblable : 57, 63, 96, 145.
Polissage : 21, 84, 114, 116, 130.
Polygonisation : 38, 42, 117.
Pores intracristallins : 29, 30, 99.
Porosité : 29, 30, 46, 47, 79.
Potentiel chimique : 21, 23, 40, 83.
Pression hydrostatique : 43, 44, 48, 67.
Pressions orogéniques : 10, 44, 48, 67, 68, 69, 95, 113, 130, 144.
Principe de Riecke : 19, 22, 39, 40, 41, 48.
- Rayons β : 119, 125, 134, 135, 136, 137, 138, 139.
Rayons γ : 123, 128.
Rayons ultra-violet : 18, 134, 135, 138, 139.
Rayons X : 9, 14, 18, 27, 63, 64, 91, 103, 111, 113-119, 123, 128, 130, 144.
Recristallisation : 19, 22, 23, 25, 29, 35, 39-44, 45, 47, 48, 49, 53, 54, 57, 61, 63, 64, 67, 90, 103, 115, 119, 124, 131, 132, 133, 134, 136, 137, 139, 143, 146.
Résistance mécanique : 24, 25, 28, 30, 33, 35, 38, 46, 47, 48, 66, 71, 72, 73, 74, 75, 78, 79, 123.
Rotation (cristaux) : 24, 25, 34, 35, 37, 38, 39, 45.
Rupture : 34, 36, 46, 66, 71, 72, 73, 74, 99, 144.
- San Carlo (50) : 62, 135, 136, 140.
Santa Lucia (stalactite) : 127, 138.
Seuil de rupture : 46.
Seuil de plasticité : 34, 45, 46.
Spath d'Islande : 10, 14, 17, 18, 21, 22, 27, 30, 32, 78, 79, 83, 84, 85, 86, 87, 88, 90, 101, 103, 108, 110, 116.
Spectrographie optique : 31, 53, 54, 132, 133.
Spectroscopie infrarouge : 16, 91, 96, 116, 130, 144.
Statistique : 43, 51, 72, 90, 91, 92, 93, 94, 98, 144.
Stéréomicrographie : 29, 85, 86, 88.

Strain : 9, 36.

Stress : 9, 36.

Structure cristalline : 13, 14, 15, 17, 18, 27, 91.

Structure en couche : 14, 16.

Structure fluidale : 52, 53, 54, 55, 56, 57, 59, 63, 66, 143.

Stylolites : 53, 54, 55, 56, 57, 60, 61, 65, 66, 67, 143, 146.

Surfaces de rupture : 29, 30, 63, 72, 83, 84, 85, 88, 89, 90.

Surfaces polies : 66, 83, 84, 86, 87, 88, 90, 96, 107, 114, 116.

Surface s : 36, 66, 94, 95.

Température : 13, 16, 18, 21, 22, 23, 24, 25, 26, 28, 32, 35, 37, 38, 39, 40, 41, 42, 43, 46, 48, 49, 63, 64, 99, 100, 101, 103, 104, 105, 106, 107, 108, 109, 110, 119, 121, 122, 124, 125, 126, 127, 128, 130, 131, 135, 136, 137, 138, 139.

Temps : 32, 35, 37, 43, 45, 46, 48, 49, 84, 100, 103, 133, 134, 135, 136, 137, 138, 139.

Tensions : 19, 21, 28, 38, 42, 67, 119, 126.

Thermoluminescence : 51, 117, 119, 121, 122, 123-140, 143, 144, 146.

Ultra-sons : 17, 71, 77-79, 144.

Vecteur de Burgers : 20.

Vernis photoélastique : 100, 110.

Xérographie : 22.

TABLE DES FIGURES

FIGURES	PAGES
I-1 : Modèle de structure cristalline de la calcite	13
I-2 : Maille de clivage et maille simple de la calcite	14
I-3 : Maille hexagonale, multiple de la maille rhomboédrique	14
I-4 : Modèle schématique de structure cristalline de la calcite	15
I-5 : Variation de l'intensité de la réflexion des rayons infrarouges dans le cristal de calcite	17
II-1 : Dislocation introduite dans un cristal par un jeu de contraintes	20
II-2 : Figures de percussion	22
III-1 : Modèles de joints de grains	28
III-2 : Surface de rupture d'un calcaire à grains fins	29
IV-1 : Diagramme <i>stress-strain</i>	36
V-1 : Cristal du marbre de Guillestre laminé	53
V-2 : Marbre de Guillestre de l'Infernet	54
V-3 : Microplis du Belvédère du Pelvoux	56
V-4 : Flanc d'un micropli du Belvédère du Pelvoux	56
V-5 : Marbre en plaquettes (aval de la Vallée du Guil)	57
V-6 : Marbre en plaquettes de la Vallée du Guil (Maison du Roi)	58
V-7 : Ecaille sénonienne-paléocène du lac d'Allos	58
V-8 : Replis néocomiens de la Chaumie	59
V-9 : Micropli de la Posterle	60
V-10 : Anticlinal de Saint-Julien-en-Bochaine	60
V-11 : Replis aptiens de Serres	61
V-12 : Lochseitenkalk (lame mince)	61
V-13 : Marbre de Mosset	63
V-14 : Micropli de Goux-les-Usiers	65
V-15 : Axes structurologiques (Lochseitenkalk)	66
VIII-1 : Cristaux du micropli de Goux-les-Usiers	81
VIII-2 : Cristaux du micropli de la Posterle	82
VIII-3 : Cristal du marbre en plaquettes de la Vallée du Guil	82
VIII-4 : Fragment de cristal du marbre de Sivac	83
VIII-5 : Spath d'Islande : figures de corrosion sur {10.1}	85
VIII-6 : Spath d'Islande : figures de corrosion sur {10.1}	85
VIII-7 : Spath d'Islande : collines de corrosion sur {10.1}	85
VIII-8 : Spath d'Islande : figures de corrosion sur {00.1}	86
VIII-9 : Spath d'Islande : figures de corrosion sur {01.2}	86
VIII-10 : Spath d'Islande : figure de corrosion sur une surface différente d'un plan de clivage	87
VIII-11 : Marbre de Carrare : Figures de corrosion sur {10.1}	87
VIII-12 : Marbre de Mosset : figures de corrosion sur un plan de clivage	87
VIII-13 : Marbre de Mosset : figures de corrosion sur un plan de clivage	88
VIII-14 : Marbre de Mosset : figures de corrosion sur un plan de clivage	88
VIII-15 : Figures de corrosion sur une surface polie de calcaire en plaquettes de la Vallée du Guil	89
VIII-16 : Figures de corrosion sur une surface de rupture de marbre de Guillestre laminé	89
VIII-17 : Figures de corrosion sur une surface de rupture de marbre de Guillestre laminé	89
VIII-18 : Figures de corrosion sur une surface de rupture de marbre de Guillestre laminé	89

FIGURES	PAGES
IX-1 : Position fondamentale des axes d'une platine universelle à 4 axes	92
IX-2 : Diagramme des axes optiques du marbre de Mosset	94
IX-3 : Diagramme des axes optiques du marbre de Montani	94
IX-4 : Diagramme des axes optiques du marbre de Saint-Béat	95
IX-5 : Diagrammes du micropli de Packstrasse	95
IX-6 : Dispositif pour les mesures par réflexion en infrarouge	96
IX-7 : Variation de l'intensité de la réflexion des rayons infrarouges dans des roches calcaires	97
X-1 : Position relative du litage, des axes optiques et des éprouvettes dilatométriques dans le marbre de Saint-Béat	101
X-2 : Courbes dilatométriques de marbre de Carrare enregistrées à des températures différentes	103
X-3 : Courbes dilatométriques de marbre de Guillestre de La Lauze, enregistrées au cours de trois chauffages et refroidissements successifs	104
X-4 : Jauge électrique Budd	105
X-5 : Dispositif de mesure de la variation de résistance des jauges	106
X-6 : Cubes de spath d'Islande équipés avec des jauges électriques	108
X-7 : Directions d'analyse de la dilatation	108
X-8 : Cube de marbre de Saint-Béat, équipé avec des jauges électriques	108
XI-1 : Montage focalisant du diffractomètre à rayons X	114
XII-1 : Localisation des fragments du micropli du Belvédère du Pelvoux destinés à l'étude de l'élargissement des raies de diffraction	118
XIII-1 : Modèle de mécanique quantique pour les cristaux non conducteurs	121
XIII-2 : Schéma de l'appareillage de thermoluminescence	125
XIII-3 : Courbe de thermoluminescence de la craie du Bassin de Paris	125
XIII-4 : Courbes de thermoluminescence de calcite très pure	126
XIII-5 : Courbes de thermoluminescence de calcite de Santa Lucia	127
XIII-6 : Variation de l'intensité des pics de thermoluminescence de marbre de Guillestre non déformé en fonction de la taille des grains	127
XIII-7 : Courbes de thermoluminescence du sénonien-paléocène du Lac d'Allos	130
XIII-8 : Courbes de thermoluminescence de marbre de Guillestre non déformé et déformé	131
XIII-9 : Variation de l'intensité des pics de thermoluminescence du marbre de Guillestre d'Acceglio, en fonction de la taille des grains	131
XIII-10 : Courbe de thermoluminescence du marbre de Guillestre de La Lauze	132
XIII-11 : Courbe de thermoluminescence du marbre de Guillestre de Bramousse	133
XIII-12 : Courbe de thermoluminescence du marbre de Saint-Béat	133
XIII-13 : Courbe de thermoluminescence de marmo del Corchia	133
XIII-14 : Variation de l'intensité des pics de thermoluminescence artificielle du calcaire de Moriglion di Penna en fonction du temps d'irradiation U.V.	134
XIII-15 : Variation de l'intensité des pics de thermoluminescence artificielle de différents types de marbre de Guillestre en fonction du temps d'irradiation β	135
XIII-16 : Variation de l'intensité des pics de thermoluminescence artificielle du calcaire de Moriglion di Penna en fonction du nombre de chauffages successifs	138
XIII-17 : Comparaison des intensités des pics de thermoluminescence artificielle de calcaire de Moriglion di Penna déchargé par chauffage ou par irradiation U.V.	139

LISTE DES TABLEAUX

TABLEAUX	PAGES
I-1 : Transformation des symboles de différents plans réticulaires de la calcite	15
I-2 : Modules d'Young de la calcite	15
III-1 : Teneur en calcite de roches calcaires, dosée par le calcimètre Bernard	31
III-2 : Teneur en calcite de roches calcaires, dosée par complexométrie	31
III-3 : Teneur en oligo-éléments de roches calcaires	31
III-4 : Teneur en Mg, Fe, Mn, de roches calcaires	31
VI-1 : Mesures conduisant à l'évaluation de la résistance à la traction d'éprouvettes de marbre de Sivac sèches	72
VI-2 : Mesures conduisant à l'évaluation de la résistance à la traction d'éprouvettes de marbre de Sivac imprégnées, sous la pression atmosphérique, d'eau distillée	73
VI-3 : Mesures conduisant à l'évaluation de la résistance à la traction des éprouvettes de marbre de Carrare sèches.	73
VI-4 : Résistance à la traction d'éprouvettes de marbre de Carrare	74
VII-1 : Variation de la vitesse de transmission des ultra-sons, en fonction du coefficient de dilatation des échantillons et de leur résistance à la traction	78
VIII-1 : Variation de la dimension et de la densité des figures de corrosion sur les cristaux de calcite	88
X-1 : Coefficients de dilatation mesurés avec le dilatomètre Chevenard	102
X-2 : Coefficients de dilatation mesurés par les jauges électriques et par le dilatomètre Chevenard	109
XI-1 : Parallèle entre l'intensité de la diffraction et les coefficients de dilatation	115
XII-1 : Analyse de l'élargissement des raies de diffraction de la calcite	118
XIII-1 : Equivalence entre les températures maxima des pics de thermoluminescence données par différents auteurs.	125
XIII-2 : Temps d'attente entre chauffages et irradiations consécutifs du calcaire de Moriglion di Penna	138

TABLE DES MATIÈRES

	PAGES
AVANT-PROPOS	5
INTRODUCTION	9

PREMIÈRE PARTIE

CARACTÈRES GÉNÉRAUX DE LA CALCITE ET DES ROCHES CALCAIRES

ANALYSE DU MÉCANISME DE LEUR DÉFORMATION	11
--	----

A. — LE MONOCRISTAL DE CALCITE	13
--------------------------------------	----

CHAPITRE I

Caractères du cristal de calcite	13
--	----

I. — Structure cristalline	14
II. — Propriétés physiques	15
A) <i>Propriétés mécaniques</i>	15
1) Elasticité	15
2) Cohésion	15
B) <i>Propriétés thermiques</i>	16
1) Conductibilité thermique	16
2) Dilatation	16
3) Décomposition et fusion	16
C) <i>Propriétés optiques</i>	16
1) Biréfringence	16
2) Spectroscopie	16
D) <i>Propriétés acoustiques</i>	17
III. — Propriétés physico-chimiques	17
IV. — Conclusion	18

CHAPITRE II

Analyse du mécanisme de déformation plastique du cristal de calcite	19
I. — Données de l'observation et données théoriques	19
A) <i>Déformation par glissement</i>	19
1) Définition et rôle des dislocations	19
2) Mécanisme des glissements par translation	20
3) Mécanisme des déformations par maclage	21
4) Mise en évidence des dislocations	21
Figures de corrosion	21
Figures de percussion	21
Décoration des dislocations	22
Xérographie	22
Contraste de phase ordinaire ou interférentiel; interférométrie	22
B) <i>Déformation par dissolution et recristallisation</i>	22
II. — Données de la déformation expérimentale	23
A) <i>Techniques de déformation expérimentale</i>	23
B) <i>Expériences de déformation faisant intervenir les mécanismes de glissement</i>	23
C) <i>Déformation expérimentale et recristallisation</i>	25
D) <i>Synthèse des données de la déformation expérimentale et rapports avec la théorie des dislocations</i>	25
III. — Conservation de l'énergie	25
IV. — Conclusion	26

B. — LES ROCHES CALCAIRES 27

CHAPITRE III

Propriétés des roches calcaires..... 27

I. — Analyse de l'agrégat de cristaux de calcite	27
A) <i>Les cristaux</i>	27
B) <i>Les joints intergranulaires</i>	27
C) <i>Les espaces intergranulaires</i>	29
II. — Propriétés liées à la structure de l'agrégat	29
1) Elasticité	29
2) Porosité	29
3) Dureté	30

	PAGES
III. — Les impuretés dans les roches calcaires	30
A) <i>Analyse des impuretés</i>	30
B) <i>Modifications apportées aux propriétés de la calcite par les impuretés</i>	32
IV. — Conclusion	32

CHAPITRE IV

Analyse du mécanisme de déformation des cristaux d'une roche calcaire	33
I. — Données de l'observation et de l'expérience	33
A) <i>Déformation par glissement</i>	33
1) Caractères de la déformation d'un agrégat	33
2) Dynamique de la déformation	33
3) Analyse du mécanisme de déformation par glissement	34
a) Rôle des joints intergranulaires	34
b) Etude du glissement intracrystallin	35
c) Analyse expérimentale du jeu respectif des glissements intergranulaire et intracrystallin	38
d) Synthèse des données relatives au mécanisme de déformation par glissement ..	39
B) <i>Déformation et recristallisation</i>	39
1) Recristallisation antetectonique	40
2) Recristallisation syntectonique	40
3) Recristallisation post-tectonique	42
a) La polygonisation	42
b) La recristallisation	42
C) <i>Conclusion</i>	44
II. — Facteurs intervenant dans la déformation naturelle	44
A) <i>Limites d'application des données expérimentales à la déformation naturelle</i>	45
B) <i>Essai de reconstitution du mécanisme de déformation naturelle</i>	45
1) Différents types de déformation naturelle	45
a) Déformation par compaction	46
b) Déformation sous pression faible ou nulle ou par gravité	46
c) Conclusion	46
2) La déformation sous haute pression dans la nature	46

CHAPITRE V

Texture et structure des roches calcaires déformées	51
I. — Caractères tectoniques et pétrographiques des échantillons étudiés par les méthodes physiques	51
A) <i>Echantillons naturels</i>	51
1) Alpes	51

a) Alpes françaises	51
1. — Zone briançonnaise et subbriançonnaise alpines	51
a) Série du marbre de Guillestre	52
1) Région de Guillestre	52
— Carrières de Saint-Crépin et de Guillestre	52
— Torrent de Garnier	52
— La Lauze	53
— Pont de Bramousse	53
— Pointe de Rasis-la-Chapelue	53
2) Région de Briançon : Fort de l'Infernet	54
3) Le Roure, zone d'Acceglio	54
4) Région de Barcelonnette : Roche Chevalière	55
b) Série des calcaires à zones siliceuses	55
1) Zone briançonnaise	55
— Fenêtre amont du Guil	55
— Réotier	55
2) Zone subbriançonnaise	55
— Fenêtre de l'Argentière	55
— Haute Vallouise	56
— Massif de Piolit	56
c) Série des marbres en plaquettes	56
1) Région de Guillestre	57
— Carrière de Saint-Crépin	57
— Basse vallée du Guil	57
2) Le Roure, zone d'Acceglio	58
d) Lames sénoniennes-paléocènes de la zone subbriançonnaise	58
— Nappe de l'Ubaye : région du lac d'Allos	58
— Nord de l'Argentera : cima Piconiera	59
2. — Zone ultradauphinoise	59
— Sénonien du lac d'Allos	59
— Replis néocomiens de la Chaumie	59
3. — Zone subalpine	59
a) Dévoluy	59
— Micropli de la Posterle	60
— Micropli du Clot des Adrets	60
b) Bochaîne	60
c) Baronnie	61
b) Alpes suisses : Lochseitenkalk	61
c) Alpes orientales : Montani	61
2) Apennins : Alpes Apuanes	62
— Marbre de Carrare	62
— Calcaire de Moriglion di Penna	62
— Calcite de San Carlo	62
3) Dinarides : Marbre de Sivac	62
4) Pyrénées	63
— Calcaire de Canaveilles	63
— Marbre de Mosset	63
— Marbre de Saint-Béat	64

	PAGES
5) Jura	64
— Faisceau bisontin - Région de Besançon	64
— Faisceau salinois - Sources de la Loue	64
— Faisceau helvétique - Goux-les-Usiers	65
6) Bassin de Paris : Craie	65
B) <i>Echantillons artificiels</i>	65
— Précipité de carbonate de calcium pur	65
— Précipité de carbonate de calcium et de plomb	65
II. — Influence de la déformation sur la structure et la texture des roches calcaires	65
III. — Bilan énergétique de la déformation plastique d'un massif de roches calcaires	67
A) <i>Energie absorbée par la déformation plastique d'un agrégat de cristaux</i>	67
B) <i>Problème des contraintes internes résiduelles</i>	67
IV. — Conclusion	67
BIBLIOGRAPHIE RÉGIONALE	68

DEUXIÈME PARTIE

MODIFICATIONS DURABLES APPORTÉES AUX PROPRIÉTÉS PHYSIQUES

DES ROCHES CALCAIRES PAR LES PRESSIONS OROGÉNIQUES

A. — ÉTUDE DES MICROSTRUCTURES.....

CHAPITRE VI

Etude de l'intensité des liaisons intergranulaires par les expériences de rupture ..

I. — Expériences utilisant la machine du Professeur Berthier	71
A) <i>Principe des mesures</i>	72
B) <i>Résultats des expériences réalisées</i>	72
II. — Expériences de rupture par traction directe	73
III. — Conclusion	74

CHAPITRE VII

Analyse des variations d'homogénéité des roches par les ultra-sons	77
I. — Historique	77
II. — Nouvelles mesures effectuées	77
A) <i>Méthodes de mesure</i>	77
B) <i>Résultats obtenus</i>	79
III. — Conclusion	79

CHAPITRE VIII

Analyse des microstructures des roches calcaires par la microscopie électronique .	81
I. — Structure de l'agrégat microcristallin	81
A) <i>Description des techniques</i>	81
1) Techniques de préparation des surfaces	81
2) Techniques microscopiques	81
B) <i>Les structures observées</i>	81
1) Les grains	82
2) Microstructure des grains	82
C) <i>Conclusion</i>	82
II. — Etude des microstructures par les figures de corrosion	83
A) <i>Description des techniques</i>	84
1) Techniques de préparation des surfaces	84
2) Techniques d'attaque	84
3) Techniques microscopiques	84
B) <i>Etude des différents types de cristaux</i>	85
1) Cristal de calcite pure	85
2) Cristal de calcite laiteuse de Carrare	87
3) Cristaux de marbre de Mosset	87
4) Calcaires microcristallins	87
III. — Conclusion	90

B. — ANALYSE DE L'ORIENTATION PRÉFÉRENTIELLE DES CRISTAUX	91
---	----

CHAPITRE IX

Méthodes d'analyse mettant en jeu les propriétés optiques de la calcite	91
---	----

I. — Analyse au microscope polarisant	91
A) Principe de la méthode	91
B) La platine universelle	92
C) Méthode de mesure	92
1) Relevé des coordonnées des directions remarquables des cristaux	92
2) Méthodes d'étude des différents cristaux d'une lame mince	93
D) Diagrammes d'orientation optique	93
1) Pointage des directions mesurées	93
2) Evaluation de la densité des points sur le diagramme	93
E) Interprétation des diagrammes	94
F) Applications	95
G) Conclusion	96
II. — Spectroscopie infrarouge	96
A) Spectres d'absorption	96
B) Spectres de réflexion	96
C) Conclusion	98

CHAPITRE X

Données de la dilatométrie	99
----------------------------------	----

I. — Caractères propres à la dilatation d'un agrégat	99
II. — Mesure des coefficients de dilatation linéaire des roches calcaires	99
A) Historique	99
B) Expériences nouvelles	100
1) Dilatomètre Chevenard	100
a) Principe du dilatomètre	100
b) Principe des mesures	100
c) Calcul des coefficients de dilatation	100
d) Mesures effectuées	101
1. — Coefficients de dilatation des roches calcaires	101
2. — Analyse de la forme des courbes de chauffage et refroidissement	103
2) Jauges électriques	105
a) Principe des jauges électriques	105

	PAGES
b) Application des jauges à l'analyse de la déformation	105
1. — Historique	105
2. — Principe des mesures d'une déformation due à des contraintes mécaniques	106
3. — Extension de la méthode aux mesures de dilatation	106
c) Comparaison des résultats donnés par les jauges électriques et le dilatomètre Chevenard	109
3) Photoélasticité	110
a) Historique	110
b) Principe des mesures d'une déformation due à des contraintes mécaniques	110
c) Extension de la méthode aux mesures de dilatation	110
III. — Problème de la recherche de l'axe de dilatation maxima	111
IV. — Conclusion	111

CHAPITRE XI

Données des Rayons X sur l'orientation des familles de plans réticulaires	113
I. — Historique	113
II. — Expériences réalisées	113
A) Méthode Debye-Scherrer	114
B) Diffractomètre	114
1) Description de l'appareillage	114
2) Préparation des échantillons	114
3) Mesures effectuées	114
C) Conclusion	116

C. — ÉTUDE DE L'ÉNERGIE EMMAGASINÉE	117
---	-----

CHAPITRE XII

Analyse de la distorsion du réseau cristallin	117
I. — Rayons X	117
A) Astérisme des diagrammes de Laue	117
B) Elargissement des domaines de réflexion	118
1) Mécanisme	118
2) Historique	118
3) Expériences nouvelles réalisées	118
II. — Thermoluminescence	119
III. — Corrosion	119

CHAPITRE XIII

Analyse de la déformation par l'étude de la luminescence	121
I. — Mécanisme de la luminescence	121
<i>Rappel des principes de base</i>	<i>121</i>
1) Centres et pièges	121
2) Le phénomène d'excitation	122
3) L'émission	122
II. — Modifications apportées au phénomène de luminescence par la déformation plastique.	122
A) <i>Monocristal de calcite</i>	<i>123</i>
B) <i>Agrégat</i>	<i>123</i>
III. — Application de la thermoluminescence à la géologie	123
A) <i>Généralités</i>	<i>123</i>
B) <i>Description de l'appareillage de thermoluminescence</i>	<i>124</i>
C) <i>Thermoluminescence de la calcite</i>	<i>125</i>
D) <i>Influence de la pression sur les courbes de thermoluminescence de la calcite</i>	<i>128</i>
1) Historique	128
2) Modifications apportées aux courbes de thermoluminescence des roches calcaires par une pression orogénique	129
a) Préparation des échantillons	129
b) Thermoluminescence naturelle des roches non déformées et déformées	130
c) Thermoluminescence, déformation et recristallisation	132
d) Données de l'irradiation artificielle	134
3) Conclusions	139

TROISIÈME PARTIE

CHAPITRE XIV

Conclusions générales	141
------------------------------------	------------

I. — Mécanisme de la déformation	143
II. — La statistique dans l'analyse de la déformation	144
III. — Valeur relative des techniques et méthodologie scalaire	144
IV. — Applications aux problèmes géologiques	145

BIBLIOGRAPHIE GÉNÉRALE	147
INDEX ALPHABÉTIQUE	157
TABLE DES FIGURES	161
LISTE DES TABLEAUX	163
TABLE DES MATIÈRES	165
CARTE HORS-TEXTE DES ALPES ENTRE PELVOUX ET MERCANTOUR	175

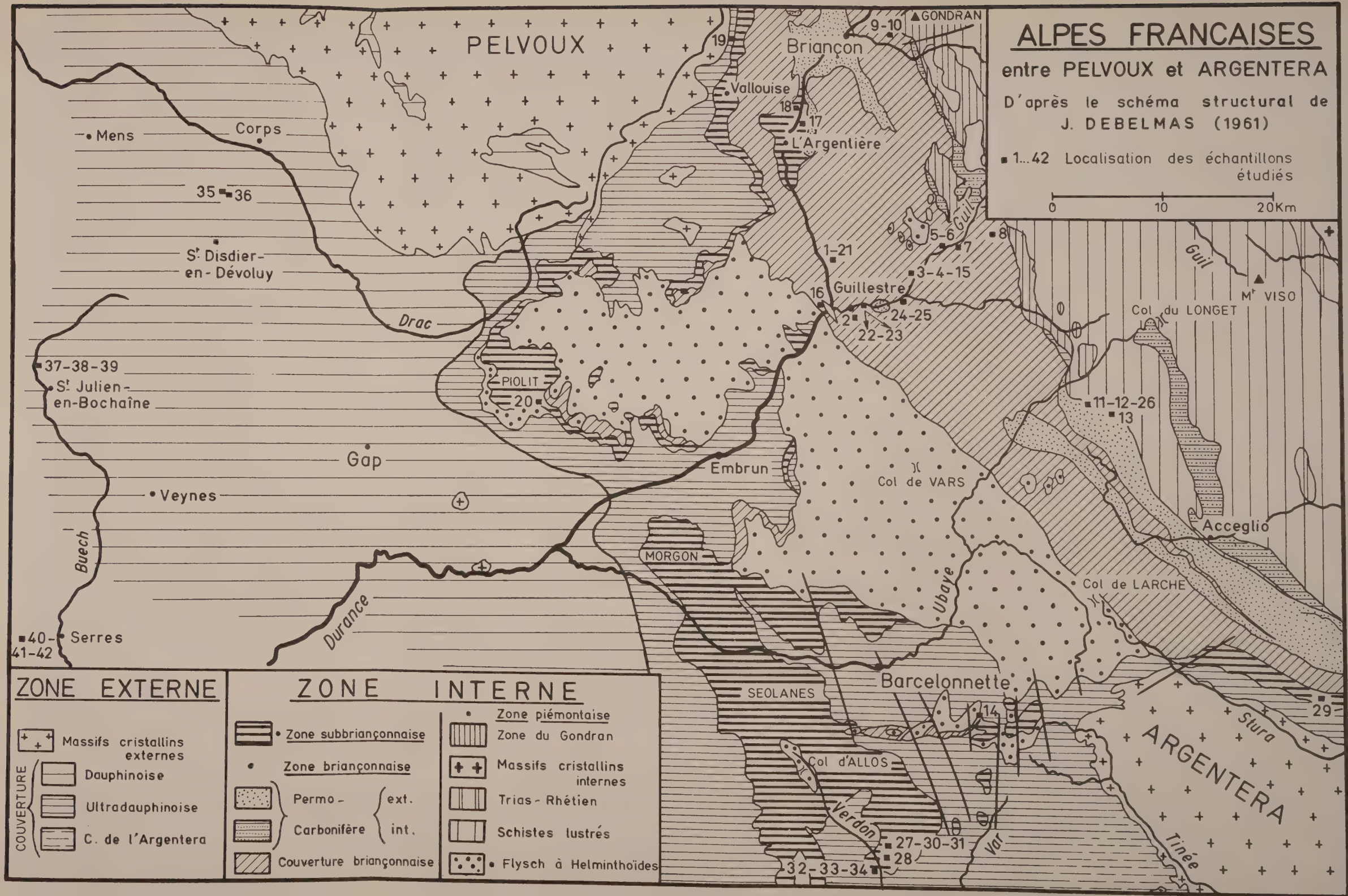
ALPES FRANCAISES

entre PELVOUX et ARGENTERA

D'après le schéma structural de
J. DEBELMAS (1961)

■ 1...42 Localisation des échantillons
étudiés

0 10 20Km



DEUXIÈME THÈSE

Propositions données par la Faculté

ANALYSE MACROSCOPIQUE DE LA DÉFORMATION DES ROCHES

Vu et approuvé :

Paris, le 20 juillet 1963.

Le Doyen de la Faculté des Sciences,

MARC ZAMANSKY.

Vu

et Permis d'imprimer :

*Le Recteur de l'Académie
de Paris,*

JEAN ROCHE

IMPRIMERIE LOUIS-JEAN - GAP

Dépôt légal : 237 - 1963

